N° d'ordre : 29

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR 3e CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Georges CHEVASSU
licencié ès-Sciences

THÈSE

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION SITUÉE ENTRE QUINGEY (Doubs) et SALINS (Jura)

Soutenue le Février 1965 devant la Commission d'Examen

JURY : MM. **DREYFUSS,** Professeur — Président
THÉOBALD, Professeur
THIEBAUT, Professeur — Examinateurs
CAIRE, Professeur invité

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547626_0017

N° d'ordre : 29

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR 3e CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Georges CHEVASSU
licencié ès-Sciences

THÈSE

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION SITUÉE ENTRE QUINGEY (Doubs) et SALINS (Jura)

Soutenue le Février 1965 devant la Commission d'Examen

JURY : MM. **DREYFUSS,** Professeur — Président
THÉOBALD, Professeur
THIEBAUT, Professeur — Examinateurs
CAIRE, Professeur invité

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

UNIVERSITE
DE
BESANCON

F A C U L T E D E S S C I E N C E S

(à la date du 3 février 1965)

Doyen Honoraire : M. GLANGEAUD
Professeurs Honoraires : MM. BAILLAUD R., DUFFIEUX, THIRY, TRILLAT, UEBERSFELD, VINCENSINI.
Maitre de Conférences Honoraire : M. GRANIER

DOYEN : M. JACQUEMAIN : Chimie Appliquée

ASSESSEUR : M. MESNAGE : Chronométrie

PROFESSEURS :

MM.	TRONCHET	: Botanique
	CHATELET	: Mathématiques
	PERROT	: Chimie Générale
	DREYFUSS	: Géologie - Minéralogie
	THEOBALD	: Paléontologie et géologie stratigraphique
	CROISOT	: Méthodes mathématiques de la Physique
	QUANTIN	: Botanique
	NAHON	: Mécanique Générale
	CHALEAT	: Mécanique Appliquée
	BERNARD	: Chimie - Physique
	RIPPLINGER	: Physiologie Animale
	RIGAL	: Calcul Numérique
	VIENOT	: Physique
Mme	POZIS	: Physique
MM.	THIEBAUT	: Géologie - Minéralogie
	GOMOT	: Zoologie
	PLUVINAGE	: Physique Théorique
	ARBEY	: Astronomie

PROFESSEUR ASSOCIE :

M.	DEFIX	: Mécanique Appliquée

PROFESSEURS SANS CHAIRE :

MM.	POTIER	: Physique des Solides
	DEVIN	: Chimie Générale
	MOTCHANE	: Electronique

MAITRES DE CONFERENCES :

MM.	VALLEE	: Mathématiques Appliquées
	REAL	: Zoologie
	GOUARNE	: Mathématiques
Mle	LEGRAND	: Botanique
MM.	CERUTTI	: Chimie Appliquée
	REMOND	: Chargé d'enseignement de la maitrise de Conférences de Chronométrie.
	BONNEAU	: Chargé d'enseignement de la maitrise de Conférences d'Astronomie
	GUERIN	: Chargé d'enseignement de la maitrise de Conférences de Mathématiques

CONSEILLER ADMINISTRATIF UNIVERSITAIRE : M. LAMBERT

C'est d'abord à Monsieur le Professeur DREYFUSS, Directeur du Centre de 3e cycle de Géologie appliquée, instigateur de cette étude, que va toute ma reconnaissance et ma respectueuse gratitude.

Son enseignement, puis les nombreux conseils qu'il m'a prodigués tant sur le terrain qu'au laboratoire, m'ont été d'un précieux secours dans la réalisation de ce travail.

Je remercie bien vivement :

Messieurs les Professeurs THEOBALD et THIEBAUT qui, après m'avoir fait bénéficier de leur enseignement, ont accepté de faire partie du Jury de cette thèse.

Monsieur le Professeur CAIRE qui, lors d'une tournée sur le terrain, m'a prodigué de précieux conseils, et dont la présence à cette soutenance est pour moi un encouragement.

Mes remerciements vont également à tous les membres du laboratoire qui m'ont aidé à réaliser ce travail, en particulier :

Madame ROLLET et Monsieur BLAISON pour les déterminations paléontologiques

Monsieur BULLE pour les études de lames minces

Messieurs ROLLET et MARTIN pour la partie cartographique.

Je tiens à souligner la compétence et l'amabilité du personnel technique dont le concours m'a été indispensable: Mademoiselle CHARNAY, Messieurs GARCIA, PASTEUR, PEGUENET et TRUCHE.

Je ne terminerai pas sans rappeler avec émotion le souvenir de Claude SARAIS, qui s'était intéressé à mes travaux et dont les avis m'ont été précieux.

I N T R O D U C T I O N

-----oOo-----

Le présent travail consiste en une monographie géologique de la région comprise entre Quingey et Salins-les-Bains, ayant pour base le levé d'une carte géologique au 1/25.000e.

SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe à une trentaine de kilomètres au Nord de Besançon (planche 1) et la zone cartographiée est ainsi limitée :

A l'Ouest : par. la Loue de Cessey à Rennes-sur-Loue
. la Furieuse jusqu'à son confluent avec la Vache
. le ruisseau de la Vache jusqu'à Pretin.

Au Sud : par une ligne joignant Pretin à Salins-les-Bains

A l'Est : par . la Nationale 492 de Salins-les-Bains au lieu-dit "Grand Contour"
. la base des falaises du Poupet jusqu'à Ivrey
. une ligne de direction S-SW - N-NE passant par les Bois de Bovier et de Roset
. la limite Est des feuilles de Quingey 5-6 et 1-2 au 1/25.000e, depuis Bartherans jusqu'à Grange de Battant.

Au Nord : par la ligne à Haute Tension passant légèrement au Sud de Grange de Battant et de Cessey.

SITUATION DANS LE CADRE DES ENSEMBLES STRUCTURAUX DU JURA

La région étudiée appartient tout entière au Jura externe et nous pouvons y distinguer les grands ensembles suivants (planche 1):

- Le Faisceau de Quingey de direction N-S, prolongement méridional du faisceau Bisontin, et situé entre :
. le Plateau d'Ornans à l'Est
. la forêt de Chaux à l'Ouest

- Le faisceau salinois, de direction NE-SW, situé entre les plateaux d'Ornans et de Lons-le-Saunier et qui chevauche vers le NW le plateau d'Ornans, puis le faisceau de Quingey.

Nous avons figuré sur la planche 1 les accidents majeurs correspondant à ces faisceaux de plis.

Au cours de cette étude nous traiterons successivement :

. Une première partie consacrée à la Stratigraphie et comprenant :

+ la description de la série qui va du Keuper au Crétacé et la présentation des profils stratigraphiques

+ la description des dépôts superficiels tertiaires et quaternaires.

. Une deuxième partie consacrée à la Tectonique et comprenant :

+ Une description structurale

+ Une description sommaire de la morphologie.

*

** **

*

PREMIERE PARTIE

S T R A T I G R A P H I E

-----oOo-----

Allant du Keuper au Crétacé inférieur, la série stratigraphique est assez complète. L'étude que nous en avons faite peut paraître assez inégale, car nous avons utilisé deux manières bien différentes dans nos descriptions.

a) Pour les séries qui n'offrent pas de bonnes coupes dans le secteur étudié ou qui ont déjà fait l'objet d'études précises, nous nous sommes bornés à citer les ensembles lithologiques qui y ont été reconnus, en ne donnant des précisions que sur certains niveaux repères bien observables.

+ C'est le cas en particulier pour l'ensemble du Trias et du Lias de la région salinoise et pour les séries allant du Callovien au Séquanien.

b) Pour les séries affleurant bien dans le secteur étudié, nous avons tenté de faire des coupes nouvelles en donnant le plus de précisions possibles.

+ C'est le cas notamment pour le sommet de l'Aalénien, l'ensemble du Jurassique moyen et les séries allant de la base du Kimméridgien au Crétacé inférieur.

Dans chaque description, nous avons suivi, autant que possible, le plan ci-dessous :

- Etude de la roche telle qu'elle se présente à l'affleurement comprenant notamment la description et l'épaisseur des bancs.

- Etude des échantillons récoltés comprenant :

. une étude macroscopique, chaque échantillon étant désigné par une lettre correspondant à l'étage, suivie d'un numéro d'ordre.

. une étude en lame mince pour certains échantillons désignés par un astérisque

. une étude des échantillons en voie de dolomitisation, par la méthode de coloration des carbonates par l'alizarine. Les échantillons ainsi colorés sont désignés par deux astérisques.

*

* *

I - DEPOTS SECONDAIRES : TRIAS, JURASSIQUE ET CRETACE

A - LE TRIAS SUPERIEUR OU KEUPER

Le Keuper, partie supérieure du Trias à faciès germanique, est le terrain le plus ancien qui affleure dans la région de Salins-les-Bains. Les horizons supérieurs comprenant essentiellement des dolomies, gypses et marnes bariolées ont pu être étudiés en surface, tandis que les couches profondes comprenant surtout du sel gemme et des marnes salifères sont connues par le résultat de sondages.

Les affleurements actuels sont très médiocres et seuls les bancs de dolomie demeurent à peu près observables. Par contre les carrières à ciel ouvert, utilisées autrefois pour l'extraction du gypse, fournissaient d'excellents affleurements et un certain nombre d'auteurs ont pu ainsi fournir de bonnes coupes du Keuper (Marcou, 1846, Résal, 1864, Piroutet, 1903 et 1924, Caire, 1951 a).

C'est en fonction des résultats donnés par ces auteurs que nous allons citer très brièvement les principales subdivisions lithologiques du Keuper de la région salinoise, en ne décrivant que les bancs de dolomie encore observables actuellement.

De la base au sommet nous distinguerons les ensembles suivants :

- Ensemble riche en sel gemme, gypse et marnes salifères (Résal 1864)

100 m - Ensemble formé essentiellement de marnes bariolées salifères et gypseuses.

4 m - 1er banc de dolomie (Marcou 1846). Ce banc apparait plus ou moins recouvert à Laffenet. Il est formé par une roche très compacte grise à jaunâtre, qui se délite le plus souvent en minces feuillets, craquelés, donnant au banc un aspect carrelé.

25 m - Ensemble formé essentiellement de marnes irisées avec gypse surtout à la base

5 à 6 m - 2e banc de dolomie. C'est celui qui se présente le plus souvent à découvert. Nous avons pu l'observer en de nombreux points, notamment dans la colline des Naples, aux Riantes et à la Fontaine des Oiseaux. C'est le meilleur banc repère de cette partie supérieure du Keuper. On peut le suivre sur de grandes distances même quand il n'affleure pas, car il détermine un ressaut bien visible dans la topographie onduleuse des marnes keupériennes. La dolomie est le plus souvent compacte et piquetée de petites taches noires de manganèse. Quelquefois cette roche compacte alterne avec de petits bancs de dolomie celluleuse, caverneuse.

32 m - Ensemble formé essentiellement de marnes grises ou rouges avec des zones gypseuses.

3 m - 3e banc de dolomie qui affleure plus rarement, formé par un calcaire dolomitique compact ou celluleux. C'est au voisinage de ce banc que se trouvent les bancs de gypse les plus importants.

20 m env.- Ensemble de marnes grises, rouges ou vertes avec du gypse à la base et quelques bancs de grès au sommet.

Il est à noter qu'à la base des deux niveaux dolomitiques, supérieurs, une série d'argiles plus ou moins gréseuses et bitumineuses avec de minces assises de houille a été décrite en plusieurs points de la région salinoise (Piroutet 1903, Caire 1951 a).

La limite supérieure du Trias fut d'abord placée en 1846 par Marcou à la base des premières assises du calcaire à Gryphées ; il englobait ainsi le Rhétien dans son Keuper. En 1875, cette limite fut placée par Henry entre les marnes du Trias et les "grès de Boisset", dont la base est formée par un bone-

bed marquant le début de la transgression des mers du Jurassique.

C'est cette limite qui a été ensuite conservée dans tous les travaux postérieurs.

B - LE JURASSIQUE INFERIEUR OU LIAS

L'étude stratigraphique et paléontologique du Lias dans la région de Salins-les-Bains a déjà fait l'objet de nombreux travaux et ce ne sont pas les quelques affleurements très médiocres, observables dans le secteur étudié qui peuvent nous permettre d'apporter beaucoup de précisions. Notre but n'est donc pas de faire une étude détaillée du Lias de la région salinoise, mais de noter très brièvement les grands ensembles lithologiques qui y ont été reconnus, en ne donnant des précisions que sur quelques niveaux observables dans notre secteur : Sinémurien s. str., schistes du Toarcien et Aalénien supérieur.

Nous avons utilisé pour cette étude les Travaux de Marcou (1846), du Frère Ogérien (1867), de Henry (1875), L.A. Girardot (1890), M. Piroutet (1919), A. Girardot (1922), M. Dreyfuss (1935), A. Caire (1951), J. Fusé (1960) et J. Blaison (1961).

1°) Le Rhétien

Les études très nombreuses du Rhétien de Boisset, localité située à quelques kilomètres au Sud de Salins-les-Bains, montrent la grande variété des roches que l'on y rencontre (grès, marnes et schistes, calcaires).

En 1960, J. Fusé donne à l'ensemble une épaisseur totale de 22,25 m et y distingue 5 zones : de la base au sommet :

- 3 m - grès verdâtres avec quelques intercalations de calcaire marneux et d'argiles
- 9,80 m - schistes et argiles schisteuses avec quelques intercalations de minces bancs calcaires
- 4,95 m - calcaire et calcaire marneux avec quelques intercalations marneuses et gréseuses
- 2,85 m - marnes noires plus ou moins gréseuses
- 1,65 m - marnes bariolées à cachet keupérien.

Les fossiles strictement marins (dents et écailles de poissons, lamellibranches, gastropodes) localisés surtout dans la partie inférieure, témoignent de la transgression des mers du Jurassique, tandis que l'hétérogénéité des faciès et la présence au sommet d'une récurrence des marnes bariolées stériles, indiquent que les conditions de sédimentation sont soumises à de fréquentes variations.

2°) Ensemble calcaire : Hettangien et Sinémurien s. str.

Ces deux étages forment un ensemble calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Nous avons pu observer cette barre calcaire en de nombreux endroits notamment au Pont des Vallières, en bordure de la route romaine joignant Salins à Saizenay, au sommet de la colline des Naples.

L'Hettangien, d'épaisseur très réduite (1 m) est formé d'un calcaire gréseux gris bleu à jaunâtre, dur, siliceux, (grains de quartz et silice secondaire). Situé à la base de la barre sinémurienne, il n'apparait généralement pas à l'affleurement car il est caché par les éboulis.

Le Sinémurien s. str., d'une épaisseur de 7,70 m à Boisset (J. Fusé, 1960), est formé par des bancs de calcaire à gryphées, d'épaisseur variable (5 à 70 cm), séparés par de minces couches de marnes schisteuses noirâtres.

Dans la barre sinémurienne joignant le Pont des Vallières à Tout-Vent, le calcaire apparait le plus souvent gris bleu à noirâtre avec quelques tâches rouilles, ferrugineuses et des géodes de calcite dans certains bancs. Il est plus ou moins siliceux suivant les bancs (grains de quartz et silice secondaire). Les gryphées arquées sont particulièrement abondantes à la face inférieure des bancs calcaires. Le sommet de l'étage montre une zône de 1 m environ de calcaire moins dur à coquilles et nodules phosphatés. Cette zone plus friable et plus marneuses est facilement attaquée par les agents atmosphériques, libérant ainsi de nombreux fossiles.

Fossiles (détermination J. Blaison)

Gryphaea arcuata LAMARCK sur toute l'épaisseur de l'étage

Mutant de Gryphaea arcuata LAMARCK cf. variété obliquata SOWERBY dans la partie moyenne de l'étage

Lima gigantea SOWERBY à la base de l'étage

Dans la zone supérieure à nodules phosphatés, très fossilifère, nous avons identifié :

Primarietites (Coroniceras) aff. reynesi D.T. DONOVAN

Primarietites (Coroniceras) sp. du groupe lyra SPATH

Moule d'Arnioceras

Pentacrinus tuberculatus MILLER très abondant

Spiriferina walcotti SOWERBY

Remarque : Cet ensemble calcaire, particulièrement riche en fossiles, et à faciès caractéristique, est facilement identifiable. Comme, d'autre part il affleure très souvent, formant des petites falaises, ou bien simplement un ressaut facile à suivre dans le paysage, il constitue un excellent niveau repère.

3°) Ensemble marneux formé par les étages Lotharingien, Charmouthien, Toarcien et Aalénien inférieur.

Ce vaste ensemble où les marnes dominent forme, au dessus de la barre sinémurienne un talus en pente douce le plus souvent recouvert de pâturages. De ce fait nous n'avons pu observer que très peu de bons affleurements.

a) Lotharingien : 8 m à Boisset d'après J. Fusé (1960):

- marnes avec alternances de marno-calcaires
- calcaire ocreux sableux au sommet sur 1,50 m.

Le long de la route romaine qui va de Salins vers Saizenay, un peu plus haut que le Pont des Vallières, nous avons trouvé au-dessus de la barre sinémurienne quelques fossiles attribuables à cet étage, notamment :

Parechioceras finitimum BEAN-BLACKE

Lima aff. succineta SCHLOTHEIM

(détermination J. Blaison)

b) Charmouthien : D'après J. Fusé à Boisset : 45 à 55 m.

Nous distinguerons avec cet auteur, de la base au sommet :

. 10 à 22 m de marnes plastiques grises
. 1 à 2 m de calcaire dur à belemnites
. 20 m environ de marnes dures, schistoïdes, bleuâtres avec des rognons de calcaire marneux
. 15 m de marnes grenues, sableuses, micacées, grises, avec quelques intercalations de marno-calcaire surtout vers le sommet.

c) Toarcien :

Les schistes à posidonomyes d'une épaisseur de 7 à 8 m dans la région, affleurent bien le long du ruisseau des Roussets (CL : x = 870,54 ; y = 223,7). Ils forment un bon horizon repère dans la masse des marnes liasiques. Ce sont des schistes marneux noirs, bitumineux, se délitant en feuillets en général peu épais. Les feuillets ressemblent à des plaquettes d'ardoise quand ils sont épais (jusqu'à 15 mm) et à des feuilles de carton flexible quand ils sont minces. Ils sont parfois recouverts d'efflorescences blanchâtres et ils contiennent de nombreuses valves de Posidonomya bronni VOLTZ ainsi que des empreintes d'Ammonites le plus souvent indéterminables. On observe parfois des nodules de marno-calcaire, qui sont contournés par les feuillets schisteux. Vers le sommet, les schistes passent progressivement à des marnes.

Le Toarcien supérieur marneux a une épaisseur très variable selon les auteurs (30 à 70 m). Il est formé de marnes bleues, dures, avec de petits bancs et des miches de calcaire marneux.

Le passage du Toarcien à l'Aalénien se fait progressivement, les bancs de calcaire marneux devenant plus nombreux et gréseux, mais la limite entre les deux formations est mieux indiquée par le renouvellement de la faune que par des caractères pétrographiques (A. Caire, 1952).

d) Aalénien :

L'Aalénien inférieur, d'une épaisseur très variable selon les auteurs (20 à 40 m) est formé de marnes gréseuses avec des alternances de petits bancs de calcaire gréseux devenant de plus en plus nombreux vers le sommet.

4°) L'Aalénien supérieur essentiellement calcaire forme la base de la corniche de Jurassique moyen dominant la dépression liasique. Nous avons pu observer ces calcaires dans une falaise au N d'Ivrey, le long de la route D. 261 (CL : x =870,6; y = 227,6). - coupe 1.

La base de la coupe, recouverte par des éboulis, correspond aux marnes et calcaires gréseux de l'Aalénien inférieur. Nous avons observé ensuite de la base au sommet :

0,60 m - (C1*) - Calcaire en plaquettes, gréseux, avec des petits débris d'Entroques, lamellibranches et bryozoaires. Le ciment est formé par du calcaire microgranulaire chargé en limonite concentrée le long des fissures et très riche en grains de quartz petits et anguleux.

0,10 m - Intercalation de marnes gréseuses micacées

0,40 m - (C2*) - Calcaire en plaquettes, gréseux, identique dans l'ensemble au précédent, mais avec des passées de véritable grès coquillé à ciment calcaire très peu abondant et à nombreux débris de coquilles et grains de quartz anguleux. Certaines entroques et des débris de bryozoaires sont épigénisés par de la limonite.

0,10 m - Intercalation de marnes gréseuses, micacées, feuilletées.

0,50 m - (C3*) - Banc massif de calcaire à grosses entroques, débris de lamellibranches et bryozoaires, très nombreux grains de quartz anguleux, dans un ciment de calcaire microgranulaire très chargé en limonite.

1,60 m - (C4) - Ensemble de petites dalles, à stratifications entrecroisées formées par un calcaire gréseux, ferrugineux à débris de coquilles et entroques dans un ciment de calcaire microgranulaire chargé en limonite. L'échantillon est fissuré, et certaines fissures sont comblées par des oxydes de fer ; nous y avons même remarqué quelques paillettes présentant un éclat métallique et nous supposons qu'il s'agit d'oligiste.

0,15 m - Mince intercalation de marno-calcaire grèseux en plaquettes.

0,90 m - (C5*) - Calcaire ferrugineux en petits bancs de 10 à 20 cm avec des débris de gros lamellibranches (Pecten, Huitres). Quelques entroques et de nombreux autres petits débris inidentifiables. Les grains de quartz sont moins nombreux et le ciment est formé par de la calcite teintée en brun par un réseau serré mais très irrégulier de limonite qui semble avoir épigénisé des cristaux de calcite (limonite dans les clivages de la calcite).

0,50 m - (C6*) - Calcaire en plaquettes, montrant des entroques roulées, des radioles d'Oursins, des débris de lamellibranches, quelques petits foraminifères, de nombreux grains de quartz anguleux dans un ciment de calcite grenue localement épigénisée par de la limonite.

2,50 m - (C7*) - Calcaire en gros bancs de 60 cm, avec des entroques, bryozoaires, débris de lamellibranches dans un ciment de calcite hyaline épigénisée par de la limonite.

1 m - (C8) - Calcaire en plaquettes, à stratifications entrecroisées, avec les mêmes débris que précédemment mais montrant en surface de gros lamellibranches (huitres et pecten) notamment Pecten pumilus.

Nous observons ensuite un replat recouvert par des éboulis de Bajocien.

Nous avons pu prendre une autre coupe de l'Aalénien supérieur, plus au Nord, à l'Est de Ronchaux, dans la vallée EW creusée dans le bois de Lahier (CL : x = 871,3 ; y = 234,1). Nous reproduisons cette coupe car elle est un peu différente de la précédente. Nous avons distingué de la base au sommet :
- coupe 2.

6 m env. - (C9*) - Calcaire en plaquettes, à débris d'entroques, radioles d'Oursins, lamellibranches, bryozoaires dans un ciment de calcite épigénisée par de la limonite qui occupe aussi le réseau de certaines entroques.

- (C10*) - Banc massif de calcaire à débris en général oolithisés, le cortex des oolithes étant ferrugineux. Présence de quelques grains de quartz anguleux. Le ciment est identique à celui de l'échantillon précédent.

2,50 m - (C11*) - Calcaire en plaquettes très ferrugineux, rouge brique, oolithique, à débris. La limonite très abondante apparait dans les loges des bryozoaires dans le réseau des entroques, dans le cortex des oolithes, sous forme de gravelles et dans le ciment où elle a épigénisé les cristaux de calcite. Présence de quelques gros grains de quartz légèrement émoussés.

2 m - (C12*) - Calcaire en plaquettes, très oolithique et moins ferrugineux.

7 m -(C13)- Dans une zone à stratifications entrecroisées, on observe le passage au calcaire à entroques du Bajocien. Les oolithes sont moins nombreuxes, et les entroques de plus en plus abondantes. La richesse en fer diminue.
Nous n'avons pas observé dans cette zone de banc à Pecten pumilus.

Conclusion : L'Aalénien supérieur qui forme un bon niveau repère au dessus des marnes liasiques, apparait assez nettement différent dans les deux coupes que nous avons faites. D'une épaisseur de 8 à 10 m au niveau d'Ivrey, il passe à une épaisseur de 15 m environ au niveau de Ronchaux. D'autre part le faciès change assez nettement. Dans les deux cas, il apparait très ferrugineux, mais vers Ivrey nous avons un calcaire gréseux à débris, tandis qu'à Ronchaux, nous avons un calcaire beaucoup plus oolithique avec une zone de 2,50 m de véritable minerai de fer.

Le passage au Bajocien à entroques se fait progressivement par diminution de la richesse en fer et augmentation du nombre des entroques, dans une zone à stratifications entrecroisées de 4 à 8 m. La limite peut donc paraitre assez vague, mais dans la région d'Ivrey et plus au Sud, le banc à Pecten pumilus assez constant pourra servir de banc repère entre les deux étages.

Remarques générales relatives à l'étude du Trias et du Lias

a) Epaisseurs données aux différentes zones lithologiques citées

Les épaisseurs que nous avons indiquées dans l'ensemble Trias-Lias correspondent en général à la moyenne de celles indiquées dans les coupes des différents auteurs. Mais dans cette région, particulièrement tectonisée, l'épaisseur de l'ensemble est souvent très réduite, par surpression tectonique. Lors des charriages importants qui ont eu lieu dans ce secteur, il n'est pas étonnant que des décollements et des rabotages se soient produits dans cet ensemble marneux, aboutissant parfois à la suppression de certaines séries marneuses du Lias au du Trias.

b) Repères cartographiques

Par suite de la tectonique très compliquée de la région salinoise, des nombreux glissements qui se sont produits dans les marnes, et de l'insuffisance de bons affleurements, nous n'avons indiqué sur la carte géologique déjà fort chargée, que quelques niveaux repères qui ne correspondent généralement pas à des subdivisions stratigraphiques définies. Nous avons choisi les niveaux qui affleurent le plus souvent et qui peuvent se suivre sur de grandes distances donnant ainsi une idée beaucoup plus juste de la géologie que des limites d'étages construites mais non visibles.

Ces bancs repères sont, de la base au sommet :

1 - le deuxième banc de dolomie du Keuper
2 - la barre calcaire de l'ensemble Hettangien - sinémurien s. str.
3 - l'Aalénien supérieur calcaire.

Nous aurons ainsi sur la carte les subdivisions suivantes, de la base au sommet :

		Keuper moyen
5 à 6 m	:	2e banc de dolomie
75 m	:	Ensemble du Keuper supérieur et du Rhétien
10 m env.	:	Ensemble calcaire Hettangien sinémurien s. str.
140 m	:	Ensemble marneux qui va du Lotharingien à la base du calcaire aalénien
10 à 15 m	:	Calcaire de l'Aalénien supérieur.

C - LE JURASSIQUE MOYEN

1°) Le Bajocien J1

D'une puissance moyenne de 150 m, il comprend essentiellement deux ensembles:

. Le Bajocien inférieur (70 à 75 m) noté J1a et formé de calcaires à entroques et à débris à la base, et de calcaires à polypiers au sommet

. Le Bajocien supérieur (75 à 80 m) noté J1b appelé aussi Grande Oolithe.

Nous avons pu en donner une description complète grâce à deux coupes très voisines situées à l'Est de Ronchaux.

a) Suite de la coupe de la vallée EW traversant le bois de Lahier (CL : x = 871,3 ; y = 234,1).- coupe 2

A la suite des séries ferrugineuses et oolithiques de l'Aalénien supérieur, nous avons observé le passage progressif au calcaire à entroques et débris du Bajocien.

1 - Sur 13 m environ : calcaire brun jaunâtre à entroques et débris de coquilles en bancs de 5 à 50 cm avec des stratifications entrecroisées vers le milieu de cette zone.

A la base - (D1*) - Calcaire à débris : entroques, bryozoaires roulés, lamellibranches, radioles d'oursins, gastropodes, quelques petits grains de quartz légèrement émoussés. Le ciment est formé par de la calcite hyaline en gros cristaux.

à 3 m - (D2*) - Calcaire identique au précédent mais les débris ont tendance à être alignés et les grains de quartz se trouvent le plus souvent dans les loges des bryozoaires.

à 7 m - (D3) - Calcaire à petites entroques et nombreux débris de coquilles, ferrugineux.

à 12 m - (D4*) - Calcaire à grosses entroques, nombreux bryozoaires, débris de lamellibranches, brachiopodes et gastropodes. Le réseau de certaines entroques et des loges de bryozoaires sont remplis de limonite. Le ciment très grenu est formé par des cristaux de calcite hyaline.

2 - Sur 11 m environ : plus ou moins recouvert par la végétation, un calcaire marneux grisâtre à fins débris qui se présente à la base sous forme de fines plaquettes de 1 à 5 cm d'épaisseur, et au sommet sous forme de bancs plus épais de 10 à 20 cm, qui se débitent en parallélépipèdes allongés.

A la base - (D5*) - Calcaire marneux à petits débris d'entroques, très fins débris de lamellibranches en lits, très nombreux petits grains de quartz dont certains sont roulés, quelques gravelles ferrugineuses. Le ciment est formé par du calcaire microgranulaire très chargé en limonite.

Au sommet- (D6*) - Calcaire marneux identique au précédent avec quelques débris plus grossiers. Le ciment microgranulaire est tacheté de limonite.

3 - Une zone de calcaire à débris silicifés dans un ciment de calcaire microgranulaire.

- coupe 3

b) Dans une coupe prise environ 400 m plus au Nord, à l'Est de Montfort dans la vallée EW qui traverse le bois Ninchau (CL : x = 871,4 ; y = 234,5), nous retrouvons le sommet de la zone de calcaire marneux précédemment décrite.

La suite de la coupe permet d'observer de bas en haut:

3 - Sur 25 m environ : un calcaire à débris en bancs de 30 à 50 cm à la base passant à des bancs plus petits avec des stratifications entrecroisées.

A la base - (D7*) - Calcaire à débris : lamellibranches, radioles d'oursins, entroques, serpules, nombreux grains de quartz très petits. Certains débris et même des entroques sont épigénisés par de la silice. L'échantillon montre une géode tapissée par des sphérolites de calcédoine. Le ciment est formé par du calcaire microgranulaire.

à 10 m - (D8*) - Calcaire à débris organiques très abondants et à momies : débris de lamellibranches le plus souvent assez bien orientés, petites entroques roulées et parfois légèrement oolithisées, quelques grosses entroques, des sections de lagénidés, quelques rares grains de quartz. Certains débris de lamellibranches sont encroutés par des algues. Le ciment est formé par de la calcite hyaline bien cristallisée.

à 18 m - (D9*) - Calcaire identique au précédent avec en plus des bryozoaires, des gastropodes et des radioles d'oursins. Les grains de quartz peu nombreux sont émoussés.

Au sommet - (D 10*) - Calcaire gris de fumée à brun avec les mêmes débris que dans les échantillons précédents, mais les bryozoaires sont très abondants et on observe en plus, quelques petites gravelles ferrugineuses, des agrégats de calcédoine parfois en sphérolites, de très nombreux grains de quartz petits et anguleux ; certains débris notamment des petites entroques montrent un début de silicification. Le ciment est formé par du calcaire microgranulaire.

Donc, si dans l'ensemble cette zone est formée par du calcaire à débris, nous pouvons cependant remarquer une analogie entre la base et le sommet : grains de quartz abondants, débris silicifiés et ciment de calcaire microgranulaire. Vers le centre de la zone au contraire, les débris organiques, notamment les entroques, sont plus abondants et le ciment est de la calcite hyaline. D'autre part, les bryozoaires absents à la base deviennent de plus en plus nombreux vers le sommet.

4 - Sur 12 m environ : un calcaire à gros polypiers, saccharoïde, en bancs massifs, les parties de la roche non occupées par les polypiers étant formées par un calcaire microgranulaire avec de très fins débris.

- (D11*) - la lame mince montre des débris petits et peu nombreux : sections de radioles d'oursins, entroques très petites, très fins débris de lamellibranches, quelques foraminifères dont Ammobaculites sp. (détermination A. Rollet), des petits grains de quartz. Le ciment qui forme l'essentiel de la roche est du calcaire microgranulaire avec des passées de calcite hyaline largement cristallisée.

5 - Sur 12 m : un calcaire blanc, grisâtre, à débris silicifiés dans un ciment microgranulaire très abondant. On observe encore quelques lentilles de polypiers. Ce calcaire, massif à la base se présente en bancs de 10 à 50 cm au sommet.

A la base - (D 12) - Calcaire grisâtre avec des points siliceux et de grosses Térébratules silicifiées dans un ciment microgranulaire.

à 5 m - (D 13*) - Calcaire à débris : entroques roulées, débris de lamellibranches roulés, radioles d'Oursins, gravelles de grosseur très variable. Certaines entroques montrent un début de silicification en leur centre, d'autres sont complètement silicifiées. Le ciment formé par de la calcite en cristaux assez gros (est).

à 8 m - (D 14*) - Calcaire qui montre de gros débris de lamellibranches, quelques serpules et de très nombreux et fins débris inidentifiables, le plus souvent complètement recristallisés, dans un ciment très abondant de calcaire microgranulaire.

Une partie de la roche montre une zone bréchique recimentée par de la calcite, les éléments étant soulignés par des produits ferrugineux.

Au sommet - (D 15*) - Calcaire gris blanchâtre à débris peu nombreux et recristallisés : lamellibranches, entroques, serpules, gastropodes, test d'ostracodes, des Textularidés et Haplophragmiidés (Haplophragmoïdes sp., détermination A. Rollet). Le ciment de calcaire microgranulaire forme presque toute la roche et lui donne un aspect compact.

6 - Un ensemble de 41 m de calcaire à débris avec des passages oolithiques, des bancs à silex, des bancs lumachelliques.

Nous avons observé de la base au sommet :

18 m - de calcaire détritique à débris, en petits bancs de 5 à 30 cm avec des stratifications entrecroisées.
(D 16) - calcaire jaune brun à nombreux débris légèrement oolithisés dans un ciment de calcite hyaline.
(D 17*) - Calcaire organodétritique à momies, bryozoaires roulés, entroques, débris de lamellibranches présentant un début d'oolithisation, radioles d'oursins nombreuses et petites gravelles dans un ciment de calcite hyaline. Certains éléments sont entourés d'un liseré ferrugineux.

10 m - même calcaire, en bancs plus gros de 20 à 30 cm
(D 18) - Calcaire à débris très variés le plus souvent oolithisés dans un ciment de calcite hyaline.

3 m - Calcaire en petits bancs de 5 à 15 cm
(D 19*) - Calcaire à très nombreux débris de lamellibranches, radioles d'oursins, légèrement oolithisés, quelques brachiopodes et gastropodes, des entroques rares et quelques lagénidés (Flabellina sp., détermination A. Rollet), des bryozoaires cassés, roulés et encroutés, quelques gravelles. Le ciment est de la calcite hyaline.

2,50 m - Calcaire très oolithique avec quelques débris. Les oolithes deviennent très fines au sommet.

0,50 m - Calcaire gris, très dur, à rognons siliceux gris bleuâtre et très nombreuses coquilles de Rhynchonelles, Térébratules, pecten.

1 m - Calcaire à nombreuses coquilles de Lamellibranches et Brachiopodes dans un ciment de calcaire microgranulaire.

1 m - Zone aveugle

0,50 m - Banc de calcaire tendre gris noir, lumachellique : très nombreuses et grosses coquilles d'huitres, pecten, Térébratules, Rhynchonelles, etc...
(D 20*) - La lame mince montre des Gastropodes oolithisés, des entroques roulées et encroutées, des débris de lamellibranches et brachiopodes, nombreux, dont certains sont encroutés par des algues, quelques Lagénidés (Marginulina sp. ou Marginulinopsis sp., détermination A. Rollet). Le ciment est formé de calcaire microgranulaire.

5 m env. - Calcaire en petits bancs de 5 à 30 cm.
(D 21*) Calcaire oolithique à débris avec quelques grosses momies, des bryozoaires de grande taille, d'assez nombreux débris de lamellibranches et de brachiopodes, quelques gravelles et petites entroques, des oolithes bien formées rondes ou allongées montrant des phénomènes d'impression. Les noyaux des oolithes sont très variables : débris de coquilles, petits foraminifères dont Ammodiscus sp. (détermination A. Rollet), gravelles et même radioles d'oursins. Le ciment est formé par de la calcite hyaline grenue.

(D 22*) - Calcaire analogue au précédent, mais dont le ciment est formé par du calcaire microgranulaire avec quelques passées de calcite hyaline. La microfaune est représentée par des biloculins : Trocholina conica SCHLUMBERGER et des lagénidés.

7 - Sur 37 m un calcaire essentiellement oolithique en bancs en général de faible épaisseur avec des passages à stratifications entrecroisées.

4 m - Calcaire oolithique en bancs de 20 à 60 cm
(D 23*) - Calcaire oolithique avec quelques débris de bryozoaires roulés, gastropodes, lamellibranches, entroques et quelques gravelles, quelques momies développées autour de fragments de lamellibranches. Certaines momies et oolithes ont tendance à être épigénisées par du fer. Le ciment est formé par de la calcite hyaline bien cristallisée.

3 m - Passage progressif à un calcaire organodétritique
(D 24*) - Calcaire très peu oolithique avec beaucoup de débris plus gros et plus nombreux que dans l'échantillon précédent.

12 m - Calcaire à débris à nouveau très oolithique
(D 25*) - Calcaire à très nombreuses oolithes bien formées montrant des phénomènes d'impression ; des momies de petite taille, quelques débris de bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et entroques. Le ciment est formé par de la calcite hyaline.

13 m env.- Calcaire oolithique beige jaunâtre à rose en petits bancs de 5 à 30 cm avec des stratifications entrecroisées.
(D 26) - Calcaire oolithique beige, les oolithes sont rondes et de grosseur très régulière (tête d'épingle) avec quelques rares gravelles, entroques et débris de coquilles.

5 m env. - Calcaire oolithique blanc, en plaquettes de 2 à 15 cm d'épaisseur, avec des stratifications entrecroisées. (D 27*) - Calcaire oolithique avec des débris de lamellibranches, brachiopodes, quelques entroques et gravelles, des foraminifères (Valvulinidés et Textularidés). La plus grande partie des débris sont petits, mais on observe dans l'échantillon un lit à éléments plus gros avec quelques bryozoaires et des radioles d'oursins. Les oolithes sont bien formées, régulières et à noyaux variés (foraminifères, débris de coquilles, gravelles) ; elles présentent des phénomènes d'impression. Le ciment est formé par de la calcite hyaline abondante et bien cristallisée.

8 - Une zone de calcaire très hétérogène, le plus souvent graveleux avec des passages encore oolithiques et des passages compacts, avec à sa base un banc de 1 m de calcaire gris blanc à grosses momies. Nous attribuerons cette zone , de faciès nettement différent, au Bathonien.

2°) Le Bathonien J2

La suite de la coupe à l'Est de Montfort dans le bois Ninchau (CL : x = 871,3 ; y = 234,5) permet d'observer au-dessus de la série oolithique du Bajocien supérieur la coupe suivante :

8 - Un ensemble de 12 m de calcaire blanchâtre essentiellement graveleux avec quelques bancs oolithiques.

1 m - Banc de calcaire dur à momies
(E1*) - Calcaire à nombreuses et grosses momies dont la plupart sont développées autour de fragments de lamellibranches, quelques unes autour de pseudo-galets. La lame mince montre des Ostracodes, quelques entroques, de très petites radioles d'oursins, quelques rares oolithes, un polypier, quelques petits foraminifères (Haplophragmoïdes sp., textularidés et miliolidés, détermination A. Rollet), et d'assez nombreux autres débris inidentifiables et recristallisés dans un ciment de calcaire microgranulaire qui par endroit fait place à de la calcite hyaline.

4 m - Zone aveugle (éboulis)

1 m - Banc bien individualisé de calcaire blanchâtre assez détritique avec des passées oolithiques.

(E 2*) - la lame mince montre de nombreuses et très petites oolithes dont le cortex se compose d'une seule couche et dont le noyau est une gravelle. On observe en outre quelques oolithes bien formées, des débris de lamellibranches recristallisés et d'ostracodes, quelques momies, des foraminifères (Textularidés et Lituolidés). Le ciment est formé par du calcaire microgranulaire.

6 m - Calcaire le plus souvent graveleux en plaquettes.
(E 3a*) - Calcaire blanchâtre à nombreuses oolithes bien formées, gravelles dont certaines montrent une couche d'oolithisation, quelques gros débris de lamellibranches, dans un ciment de calcite hyaline largement cristallisée.

(E 3b*) - Pris dans le même niveau et aussi oolithique mais montre de nombreux débris de bryozoaires, entroques roulées, petits lamellibranches, radioles d'oursins et des grains de quartz anguleux dans un ciment de calcaire microgranulaire avec de légères imprégnation ferrugineuses.

1,50 m - (E 4*) - Calcaire très finement graveleux avec quelques oolithes, certaines gravelles montrent une couche d'oolithisation. On observe de très nombreux petits débris d'entroques et de lamellibranches qui ont tendance à être orientés et de nombreux petits foraminifères (Textularidés et Miliolidés). Le ciment est formé par de la calcite hyaline.

4 m - (E 5*) - Calcaire analogue au précédent avec la même microfaune mais moins abondante.

Au sommet- (E 6) - Calcaire blanchâtre à grosses gravelles et quelques oolithes, quelques débris de lamellibranches dans un ciment de calcite hyaline.

9 - Ensemble de 15 m environ d'un calcaire blanchâtre, le plus souvent microgranulaire, avec quelques passées graveleuses, formant une falaise massive.

- (E 7*) - Calcaire à ciment microgranulaire très abondant dans lequel on distingue des passées à gravelles de petite taille cimentées par de la calcite, quelques débris de lamellibranches et entroques, de nombreux foraminifères (Textularidés et Lituolidés).

- (E 8*) - Echantillon pris dans un passage graveleux : Calcaire graveleux à ciment de calcite hyaline ; les gravelles sont de taille très variée. On observe quelques oolithes, des débris de lamellibranches encroutés ou non, de nombreux foraminifères (Textularidés : Vulvulina sp., détermination A. Rollet et Valvulinidés)

10 - Sur 2 m environ : calcaire d'aspect brèchique, craquelé, à éléments de calcaire microgranulaire blancs, dans un ciment brun à roux ferrugineux. Au niveau de ce banc, s'ouvre une grotte dans la falaise.

- (E 9*) - Calcaire d'aspect brèchique, mais les éléments de calcaire microgranulaire ont une forme générale arrondie à contours très dentelés. Le ciment est formé par des rhomboèdres de calcite enchevêtrés et c'est le contact de ces rhomboèdres qui donne leur aspect dentelé aux éléments. D'autre part, les clivages de ces cristaux sont soulignés par des produits ferrugineux qui donnent une teinte rouille au ciment vu dans l'ensemble.

11 - 6 m visibles d'un calcaire dans l'ensemble microgranulaire blanc à taches roses.

- (E 10*) - Calcaire microgranulaire à passées graveleuses cimentées par de la calcite hyaline. On observe quelques débris complètement recristallisés inidentifiables, des algues bien développées, quelques petits foraminifères. D'autre part, une zone dans l'échantillon montre un aspect brèchique à ciment de calcite hyaline dont quelques filonnets montrent des formes rhomboèdriques à clivages soulignés par des produits ferrugineux.

-coupe F 34 et F 35

4 - Dans la falaise du Bathonien au N d'Ivrey entre les failles F 34 et F 35 (CL : x = 870,4 ; y = 227,8) nous avons pu réaliser une coupe dont la base peut être facilement parallélisée avec le sommet de la coupe précédente.

Au dessus de la zone d'éboulis située à la base de la falaise, nous avons distingué :

- 1,50 m de calcaire microgranulaire blanc avec des zones graveleuses.

- (E 8bis*) - Calcaire graveleux à ciment de calcite hyaline bien cristallisée, avec de rares débris de lamellibranches, quelques entroques et des algues bien développées.

10 - 1,50 m de calcaire d'aspect bréchique à éléments blancs dans un ciment brun ferrugineux

- (E 9 bis a*) - Calcaire microgranulaire très poreux, parsemé d'une multitude de rhomboèdres de dolomite et de calcite dont les clivages sont soulignés par des produits ferrugineux, avec quelques débris de lamellibranches et quelques entroques.

- (E 9 bis b*) - Calcaire essentiellement constitué par des rhomboèdres de dolomite dont le centre est chargé d'impuretés et prend une teinte grise, le pourtour étant clair.

11 - 10 m environ de calcaire massif blanc, avec quelques taches roses, microgranulaire, à passées graveleuses.

- (E 10 bis*) - Calcaire microgranulaire à passées graveleuses cimentées par de la calcite hyaline. La lame mince montre quelques petits foraminifères, et des algues bien développées ainsi que de nombreux débris complètement recristallisés.

12 - 20 m environ de calcaire le plus souvant graveleux formant le sommet de la falaise et se poursuivant en gradins dans les prés.

à 2 m - (E 11*) - Calcaire graveleux à ciment de calcaire microgranulaire, quelques débris de lamellibranches et petites entroques. La microfaune est très abondante (Valvulinidés, Textularidés : Textularia sp.) ; les gravelles sont de toute taille mais les petites dominent.

à 4 m - (E 12*) - Calcaire graveleux à ciment de calcaire microgranulaire très abondant. Les débris d'ostracodes et lamellibranches sont abondants. La microfaune est la même que dans E 11, mais les Textularidés sont surtout représentés par le genre Vulvulina (détermination A. Rollet).

à 6 m - (E 13) - Calcaire analogue au précédent.

à 8 m - (E 14) - Calcaire à très fines gravelles dans un ciment de calcite hyaline.

à 10 m - (E 15*) - Calcaire finement graveleux à ciment de calcaire microgranulaire. Des passages sont constitués par des amas de bryozoaires et serpules recristallisées. Les débris, entroques, lamellibranches sont assez nombreux.

à 11 m - (E 16*) - Calcaire dans l'ensemble microgranulaire avec débris de bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes, serpules. Quelques passées sont finement graveleuses et on y observe des débris d'ostracodes, des algues développées sur des débris de polypiers, quelques très petits foraminifères(Lagénidés, surtout Lagena sp., détermination A. Rollet) et une grande abondance de très fins débris complètement recristallisés.

à 13 m - (E 17*) - Calcaire à gravelles de taille très variée sans granuloclassement. Quelques grosses gravelles montrent une couche d'oolithisation. Présence de quelques débris de lamellibranches, brachiopodes, entroques. La microfaune est abondante et de petite taille (Trocholina sp., Textularidés, Valvulinidés, détermination A. Rollet). Le ciment est formé par de la calcite hyaline.

à 14 m - (E 18) - Calcaire finement graveleux avec des pseudoolithes.

à 17 m - (E 19*) - Calcaire à gravelles assez fines et bien calibrées. Certaines montrent une couche d'oolithisation et on observe même quelques oolithes bien formées, de nombreux débris de lamellibranches, quelques petites entroques roulées et légèrement oolithisées, quelques foraminifères dont Trocholina sp. (détermination A. Rollet). Le ciment est formé par de la calcite hyaline bien cristallisée.

Au sommet- (E 20*) - Calcaire graveleux avec d'assez nombreuses oolithes, débris de lamellibranches de petite taille, bryozoaires et entroques roulés, foraminifères (Trocholina sp. et Textularia sp., détermination A. Rollet), radioles d'oursins, Des gravelles et certains débris montrent une couche d'oolithisation. Le ciment est formé par de la calcite hyaline bien cristallisée.

La suite de la coupe est recouverte par la végétation.

-coupe 5- A l'Est de Cessey, en suivant la ligne électrique qui limite le terrain étudié, sur la bordure E de la faille F 23 (CL : x = 871,9 ; y = 240) apparaissent pendant légèrement vers l'W, des calcaires graveleux avec quelques oolithes, assez semblables à ceux décrits dans la coupe précédente. Ces calcaires sont surmontés par des marnes grises, jaunâtres, sableuses très fossilifères dans lesquelles nous avons identifié :

(Détermination A. Rollet)

Dictyotyris coarctata PARK.

Obovothyris obovata SOW.

Terebratula intermedia SOW.

Rhynchonella concinna SOW.

Rhynchonella morierei DAV.

Ces marnes peuvent être assimilées aux Marnes de Champforgeron qui forment à Besançon le sommet du Bathonien. Leur épaisseur à Cessey est difficile à apprécier exactement mais ne dépasse pas 2 m. Elles sont surmontées d'un calcaire roux à oolithes et débris de coquilles que nous attribuerons à la Dalle Nacrée.

Conclusions générales à l'étude du Jurassique moyen

a) Repères cartographiques

- La limite entre l'Aalénien et le Bajocien a été discutée à la fin du chapitre consacré au Lias

- Limite entre le Bajocien inférieur et la Grande Oolithe. Il ne s'agit là que d'une limite de faciès puisque ces deux formations appartiennent au Bajocien (N. Théobald, 1957). Nous avons donc choisi arbitrairement le changement de faciès entre les assises de calcaire gris blanc à fins débris silicifiés et ilots de polypiers de la zone 5 (coupe 3, ech. D 15) et les calcaires jaune-brunâtre à débris oolithisés de la zone 6 (coupe 3, Ech. D 16).

- Limite entre la Grande Oolithe et le Bathonien. La Grande Oolithe correspond en grande partie au Bajocien inférieur, seuls les derniers niveaux oolithiques pourraient correspondre au Bathonien inférieur (N. Théobald, J. Bourquin, 1959). Le Banc à grosses momies situé dans ces derniers niveaux

(zone 8 de la coupe 3, Ech. E 1) peut donc constituer un excellent niveau repère, par sa position, et par le fait qu'il est constitué d'un calcaire dur et résistant qui affleure très souvent. D'autre part, les niveaux qui lui sont inférieurs sont constamment oolithiques tandis que les niveaux qui le dominent sont de nature très hétérogène, passant de l'oolithe miliaire au calcaire graveleux.

- Limite supérieure du Bathonien. Les Marnes de Champforgeron n'affleurent qu'en un seul point, aussi prendrons nous plutôt comme repère le changement de faciès entre les calcaires graveleux blanc-grisâtre du Bathonien, et les calcaires oolithiques à débris, brun-roux, de la Dalle Nacrée.

b) Résumé des principaux ensembles compris entre ces limites

Bajocien - 150 m environ :

- Le Bajocien inférieur J1a (73 m)

comprenant de la base au sommet :

. 13 m de calcaire à entroques et débris de coquilles
. 11 m de calcaire marneux à fins débris
. 25 m de calcaire à débris plus ou moins silicifiés
. 12 m de calcaire à polypiers
. 12 m de calcaire microgranulaire à fins débris et ilots de polypiers.

- Le Bajocien supérieur ou Grande Oolithe J1b (78 m)

. 41 m de calcaire à débris plus ou moins oolithisés avec des passages oolithiques, des niveaux à silex, des lumachelles
. 37 m de calcaire à fines oolithes.

Bathonien - 60 à 70 m par construction : J2

comprenant, à la suite du banc à momies, de la base au sommet :

. 12 m de calcaire graveleux et oolithique
. 28 m environ de calcaire microgranulaire ou sublithographique, blanc massif avec en son milieu un banc de 2 m, brunâtre, d'aspect brèchique
. 25 à 30 m (construction) de calcaire graveleux
. quelques mètres de Marnes fossilifères (Marnes de Champforgeron).

N.B. : Le banc d'aspect brèchique situé au milieu du calcaire compact bathonien est formé par une roche qui a tendance à être recristallisée secondairement par de la dolomite ou de la calcite, la proportion des deux minéraux variant latéralement. Ce banc est assez constant, nous avons pu l'observer dans la coupe 3 à l'Est de Ronchaux, dans la coupe 4 au N d'Ivrey ainsi qu'à l'Est de By (CL : x = 870,7 ; y = 229,1) et au Sud de Cessey (CL : x = 871 ; y = 239,8). Quant aux marnes de Champforgeron, nous n'en avons trouvé qu'au seul affleurement décrit à l'Est de Cessey, et il est possible, comme le signale A. Girardot (Le système oolithique, p. 117), que ce niveau ne soit pas partout représenté.

c) Rôle morphologique du Jurassique moyen

Le Jurassique moyen est surtout représenté dans le compartiment chevauchant où il est le plus souvent cassé et plissé, sauf à l'extrême Nord où le Bathonien forme une vaste surface structurale. Ce puissant ensemble calcaire forme de forts reliefs qui entourent Ivrey au Nord et à l'Est, et forme l'ensemble de la falaise limitant le Mont Poupet à l'Ouest et au Sud-Ouest.

D - LE JURASSIQUE SUPERIEUR

1°) Le Callovien J3

Nous avons groupé dans cet étage, la Dalle Nacrée et le faciès callovien marneux fossilifère qui la surmonte. Nous n'avons pu observer dans le secteur étudié que quelques affleurements qui ne permettent pas de faire des coupes précises.

A l'Est de Cessey, au dessus des marnes de Champforgeron précédemment décrites, nous trouvons une série de calcaires en dalles, bruns, oolithiques et renfermant de nombreux débris de coquilles, des entroques et des gravelles. Par construction, l'épaisseur de cette série peut être évaluée entre 10 et 15 m. Les marno-calcaires fossilifères du Callovien supérieur n'apparaissent pas à l'affleurement, mais ils ont été observés un peu au N-E, à Epeugney, notamment par A. Girardot (1896).

Au Sud, dans la région de Salins-les-Bains, il semble que le faciès Dalle Nacrée, toujours formé par des calcaires en dalles, brunâtres, oolithiques et à débris, ait une épaisseur plus faible et très variable en des points très rapprochés. Les coupes et les observations de Marcou (1846), Choffat (1878), Piroutet (1918), Caire (1951) permettent de donner à cette formation une épaisseur de 0 à 10 mètres. Quant au faciès Callovien qui surmonte cet ensemble, il apparait à des niveaux très variables, parfois même directement sur les calcaires du Bathonien, et il est formé par 1 à 2 mètres de marno-calcaires et marnes à oolithes ferrugineuses.

2°) L'Oxfordien J4

L'Oxfordien est formé par une série marneuse qui dessine en général une combe bien visible entre les séries calcaires du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur.

Nous avons observé quelques affleurements de ces marnes, notamment au Sud de Quingey où elles forment la bordure de la plaine alluviale (CL : x = 869,4 ; y = 238,4), au SE de Cessey le long de la D. 101 (CL : x = 871,6 ; y = 239,4), le long du chemin qui borde à l'Ouest le Bois des Ayes (CL : x ≏ 871,75 ; y = 239).

Ce sont des marnes noires ou bleu-noirâtre, compactes, mais qui deviennent le plus souvent lamellaires et terreuses quand elles sont soumises à l'action des agents atmosphériques. On y trouve en grand nombre des moules pyriteux de petites ammonites, des rostres calcaires de Hibolites hastatus, des rognons pyriteux, des concrétions siliceuses, des débris charbonneux.

Elles reposent sur les couches à faciès Callovien et sont recouvertes par les marno-calcaires à Pholadomya exaltata. L'épaisseur de l'ensemble est difficile à évaluer en fonction des affleurements observés. G. Boyer (1877), P. Choffat (1878), A. Caire (1951 b) leur donnent une épaisseur moyenne de 25 m dans la région salinoise. D'après A. Girardot (1896), cette épaisseur augmente en allant de Salins vers le Nord (50 m à Besançon, 40 m à Ornans).

Il est à noter d'autre part que dans les régions fortement tectonisées, l'épaisseur de l'ensemble est souvent réduite par laminage.

3°) Ensemble Argovien - Rauracien J5 et J6

Au cours du dernier siècle d'études géologiques, les subdivisions opérées dans cette série ont beaucoup varié. Les découvertes récentes de L. Beauvais (1961) permettent de considérer désormais le Rauracien comme un faciès de l'Argovien supérieur. Pour donner plus de précisions au levé cartographique, nous avons cependant maintenu la distinction entre l'Argovien inférieur (J5) et le faciès Rauracien (J6).

Nous avons d'autre part observé dans la région étudiée deux faciès latéraux nettement différents et le passage de l'un à l'autre se fait au Sud de Quingey, suivant une ligne qui joint approximativement Liesle à Ornans (A. Caire, 1951 b). Nous étudierons donc successivement les faciès de la région de Salins-les-Bains, située au Sud de cette ligne, puis les faciès de la région de Quingey.

a) Région de Salins-les-Bains

Les affleurements observés dans le secteur étudié ne permettent pas de fournir une bonne coupe et nous nous baserons sur les coupes décrites dans la région pour évaluer les épaisseurs.

- Marno-calcaires à Pholadomya exaltata, gris bleuâtres, alternant à la base avec des couches marneuses. Sous l'action des agents atmosphériques, les bancs marno-calcaires, d'épaisseur variable, se désagrègent et forment des sphérites. D'autre part, ces marno-calcaires contiennent des chailles, accidents siliceux peu volumineux que l'on trouve sous forme de nodules ou de lamelles. Au sommet de cette zone, les interbancs marneux ont tendance à disparaitre et nous avons donc souvent des marno-calcaires compacts.

A. Girardot (1896) donne à cet ensemble une épaisseur de 16 m à La Chapelle, A. Caire (1951 b) de 20 m à Poupet.

- Faciès du Glypticien coralligène de A. Girardot (1896). Surmontant les marno-calcaires à sphérites, cet ensemble est formé de calcaire marneux et calcaires à débris le plus souvent silicifiés (radioles d'oursins, entroques, lamellibranches, brachiopodes, gastropodes et polypiers au sommet).

L'épaisseur citée par les différents auteurs qui en ont donné des coupes est très variable suivant les régions, et d'autant plus que la limite supérieure n'est souvent pas très bien définie. C'est ainsi que J. Marcou (1848) indique 13 m à La Nantillère, A. Girardot (1896) 30 m à By et 55 m à Liesle.

- Le faciès Rauracien (Dicération de A. Girardot) surmontant cet ensemble est formé de calcaire à faciès très variable. On y trouve notamment des calcaires microgranulaires ou finement grenus, des calcaires à entroques et à débris, et très souvent des calcaires oolithiques. Le sommet montre constamment une zone de 4 à 8 m de calcaire blanchâtre à oolithes miliaires.

D'après les coupes de J. Marcou (1848) à la Nantillère, de A. Caire (1951 b) à Poupet et le long du ruisseau de Vauxaillon, l'épaisseur de cette formation doit se situer entre 30 et 40 m dans la région salinoise.

b) Région de Quingey

- Les marno-calcaires à Pholadomya exaltata bien que moins épais, présentent les mêmes caractères que dans la région salinoise et affleurent notamment en bordure de la plaine alluviale au Sud de Quingey.

- Au-dessus de ces formations nous trouvons une épaisse série de marno-calcaires et calcaires marneux, gris, schistoïdes, le plus souvent stériles. Nous avons trouvé cependant à la base de cet ensemble quelques fossiles et notamment des oursins. A la base Pseudodiadema cf. priscum Ag., et quelques mètres plus haut dans un interbanc marneux Collyrites bicordata.

Au sommet de cette longue série monotone, on trouve très souvent un banc de calcaire beaucoup plus compact, très riche en térébratules silicifiées. C'est ce banc que nous prendrons comme repère pour marquer le sommet de cette série.

L'épaisseur de l'ensemble ainsi limité peut être évaluée dans la région de Quingey, par construction entre 50 et 60 mètres.

- Le faciès Rauracien qui surmonte cet ensemble sur une épaisseur de 25 à 30 m, présente de nombreuses variations. On y trouve en majorité du calcaire microgranulaire avec quelques débris, du calcaire grenu, du calcaire finement oolithique et l'ensemble se termine comme dans la région salinoise par une zone de 4 à 8 m de calcaire blanc crayeux, oolithique et graveleux, prenant parfois un aspect microconglomératique.

Repères cartographiques

- Limite inférieure de l'Argovien. C'est le passage des marnes bleues oxfordiennes aux calcaires marneux gris à sphérites et chailles.

- Limite entre l'Argovien inférieur et le faciès Rauracien. Dans la région salinoise, l'Argovien inférieur est très siliceux, nous avons pris comme repère le niveau où disparaissent les points de silicification.

Dans la région de Quingey, les travaux de A. Caire (1951 b) montrent que des marno-calcaires feuilletés représentent un faciès latéral de l'Argovien coralligène de la région salinoise. Le banc à térébratules silicifiées situé au sommet de cet ensemble constitue donc un excellent niveau repère.

- Limite supérieure du faciès Rauracien. Au cours de la période correspondant au dépôt des couches à faciès Rauracien, les conditions de sédimentation semblent s'être régularisées et dans l'ensemble de la région étudiée, le sommet du Rauracien est occupé par une zone de calcaire blanc crayeux à oolithes miliaires. Nous placerons la limite supérieure du faciès Rauracien au sommet de cette zone, dès l'apparition du calcaire compact attribué au Séquanien inférieur.

4°) Le Séquanien J7

Le Séquanien est abondamment représenté dans le secteur cartographié, mais les affleurements sont relativement rares et discontinus et il ne nous a pas été possible d'y effectuer une coupe continue. Nous y avons distingué 3 ensembles.

a) Le Séquanien inférieur

D'une épaisseur de 10 à 15 m, il est formé par un calcaire à pâte fine, blanchâtre, à taches roses, alternant avec quelques minces bancs marneux.

+ Dans la tranchée de la voie de chemin de fer, au Nord de Liesle, nous avons observé le sommet de la coupe donnée par Bertrand (1883). Au dessus des plaquettes de calcaire blanchâtre, à oolithes miliaires, nous avons la coupe suivante :

4 à 5 m - Calcaire en plaquettes avec quelques intercalations de marnes et marno-calcaires. Le calcaire est blanc grisâtre, à pâte fine, contenant des gravelles blanches ou roses, quelques momies, des taches roses.

5 à 6 m - Calcaire, en bancs massifs, blanc à grisâtre, sublithographique.

Sur quelques mètres - Alternance de bancs de calcaire sublithographique beige avec des débris d'Astartes, et de bancs marneux, marquant le début de la combe séquanienne.

+ Nous avons pu réaliser une autre coupe partielle du Séquanien inférieur dans une doline située au Nord de Pessans à l'Ouest de la N.P. 83 (CL : x = 869 ; y = 237,1).

Nous avons distingué au-dessus de l'oolithe miliaire :

1,50 m - Calcaire blanc à beige, à débit en plaquettes, finement grenu, contenant une multitude de petites milioles blanches.

1,50 m - Calcaire grisâtre, formant un banc massif, à pâte sublithographique, contenant des gravelles, des taches roses et quelques momies. La microfaune est abondante et surtout représentée par des milioles et des petits gastropodes.

2 m visibles - calcaire à pâte fine grisâtre, contenant un grand nombre de grosses momies jaunes à roses.

b) Le Séquanien moyen

Il est marqué en général dans le paysage par une combe herbeuse très pauvre en affleurements. Cette combe est formée par une série de marnes séparées par des assises de marno-calcaires et calcaires gréseux le plus souvent très fossilifères et stratifiés en minces feuillets donnant des plaquettes.

+ Profitant de petits travaux de terrassement effectués à l'Est de Lavans-les-Quingey (CL : x = 869,9 ; y = 238,1), nous avons pu observer les marnes séquaniennes : marnes dures, grises ou noires quand l'affleurement est frais, mais facilement désagrégeables et devenant terreuses quand elles sont exposées à l'action des agents atmosphériques. Nous y avons trouvé en grand nombre des petites coquilles d'Astartes, ce qui nous a permis de les distinguer facilement des marnes oxfordiennes à ammonites pyriteuses situées à une cinquantaine de mètres de là, du côté Ouest de la faille F 11.

+ Nous avons d'autre part trouvé en surface, notamment dans le Bois de Bourouse et dans la région située au Nord de Pointvillers de nombreuses plaquettes de calcaire gréseux à Astartes et foraminifères, de calcaire bicolore à débris de gastropodes et de lamellibranches, de calcaire grumeleux à microgranulaire, gris avec quelque fois des petits grains verts de glauconie, et de calcaire à pâte sublithographique contenant des débris de lamellibranches.

Par construction graphique, nous avons évalué, pour la région située au Sud-Est de Quingey, l'épaisseur de ce Séquanien moyen à environ 30 mètres.

c) Le Séquanien supérieur

Il est formé par une masse calcaire avec quelques intercalations marneuses à la base.

Nous avons observé le sommet de cet ensemble, le long de la route D. 161 qui joint La Chapelle à Ivrey (CL : x = 869,1 ; y = 227,3). Les couches pendent d'abord vers l'Ouest puis nous observons la charnière broyée d'un petit anticlinal et les couches pendent ensuite fortement vers l'Est. Nous observons alors la coupe suivante de bas en haut :

1 m - Calcaire beige à pâte fine avec des nids de calcite.

2 m - Calcaire beige en général graveleux avec des passées de calcaire microgranulaire, et de nombreux débris de coquilles de lamellibranches.

2,50 m - Calcaire gris sublithographique, d'aspect craquelé, se débitant en plaquettes de 5 cm d'épaisseur.

3 m - Même calcaire en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur

12 m - Calcaire, en bancs de 10 à 60 cm d'épaisseur, sublithographique, beige à gris, azoïque, avec quelque fois des dendrites noires de manganèse

1,50 m - Banc massif de calcaire finement grenu avec des débris de lamellibranches et des petites gravelles de calcaire sublithographique.

6 m env.- Calcaire en bancs d'épaisseur variable (6 à 60 cm), en général finement grenu et contenant de nombreux débris de coquilles de lamellibranches, notamment de grosses coquilles de Trichites.

7 m env.- Calcaire beige à pâte fine ou grumeleuse par places, à nombreux petits débris.

Nous avons ensuite une zone aveugle de 1,50 m, puis le banc à glauconie marquant le début des marno-calcaires du Ptérocérien.

L'épaisseur totale de ce Séquanien supérieur est difficile à évaluer, vu l'absence d'une coupe continue.

Par construction graphique, dans la région entre Ronchaux et By nous avons fixer entre 30 et 40 mètres l'épaisseur des couches qui vont du sommet de la combe séquanienne au banc à glauconie.

En conclusion, le Séquanien présente dans la région une épaisseur totale de 70 à 85 m répartis ainsi :

. 10 à 15 m - Séquanien inférieur calcaire
. 30 m - Combe séquanienne : alternance de marnes et de calcaire
. 30 à 40 m - Séquanien supérieur calcaire

5°) Le Kimméridgien et le Portlandien

Le Kimméridgien et le Portlandien sont particulièrement bien représentés dans le compartiment Ouest de la région étudiée et nous avons pu y réaliser quelques bonnes coupes.

a) Description des coupes

+ Le long de la route qui joint La Chapelle à Ivrey (6L : x = 869,1 ; y = 227,3).

Au-dessus des calcaires précédemment décrits, que nous avons attribués au Séquanien supérieur, nous avons observé la série suivante :

1,50 m - (I 1) - Calcaire marneux, en petits bancs d'aspect rognoneux, qui se délitent le plus souvent en fines plaquettes. Ce calcaire est grumeleux, brun à gris avec quelques petits points verts de glauconie à répartition très hétérogène. Les fossiles peu nombreux sont représentés par des Trichites, quelques gastropodes dont Pterocera oceani et d'assez nombreux débris de lamellibranches et brachiopodes.

1,50 m - Zone aveugle (éboulis).

1,50 m - Calcaire marneux identique au précédent qui se délite en très fines plaquettes.

0,50 m - Calcaire analogue, mais très riche dans ce banc en glauconie.

6 m - (I 2) - Calcaire en bancs massifs, grumeleux, brun à gris avec des dendrites noires de manganèse, de nombreux débris de coquille très fins, quelques gros Trichites.

9 m - (I 3) - Calcaire en dalles de 5 à 30 cm d'épaisseur, grumeleux ou microgranulaire, avec des débris très fins, le plus souvent recristallisés, remarquable par la présence dans les parties grumeleuses de nombreux nuages rouges à bruns d'hydroxyde de fer.

2,50 m - (I 4) - Calcaire en bancs de 70 à 80 cm d'épaisseur, microgranulaire avec par place des gravelles bien nettes, et en d'autres endroits des sortes de galets fantômes recristallisés, dont on ne voit plus que les contours, le ciment et les galets étant microgranulaires. Présence de débris de coquilles recristallisées et de dendrites de manganèse.

1,50 m - Zone aveugle.

2 m - (I 5) - Calcaire en bancs de 50 à 60 cm qui se délitent par places en plaquettes, microgranulaire, beige, azoïque avec quelques fantômes de gravelles.

2 m - (I 6) - Calcaire en bancs petits, graveleux, brun à beige à ciment de calcite hyaline avec des zones microgranulaires qui semblent formées par la recristallisation du calcaire primitivement graveleux (fantômes de gravelles dans les zones microgranulaires). Présence de quelques gros Trichites et d'assez nombreux débris de lamellibranches et gastropodes, le plus souvent recristallisés.

3 m - (I 7) - Calcaire en dalles de 10 à 20 cm avec en grande quantité des fantômes de gravelles, de débris de coquilles recristallisées, des petites taches vertes de glauconie, le tout à contours très flous dans un ciment grumeleux à microgranulaire.

10 m - (I 8) - Calcaire en bancs massifs qui se délitent parfois en dalles de 10 à 20 cm, beige, le plus souvent microgranulaire avec des fantomes recristallisés, des taches rouges qui peuvent résulter d'une ségrégation ferrugineuse, et des taches noires de manganèse. Quelquefois nous observons des passages de calcaire graveleux ou sublithographique et quelques rares fossiles (Trichites surtout).

3,50 m - (I 9*) - Calcaire qui apparait craquelé à l'affleurement, blanchâtre, à faciès coralligène : grand nombre de grosses gravelles avec des passées de petites gravelles dans un ciment de calcite hyaline.

Présence de débris de lamellibranches et de très nombreux petits foraminifères.
(I 9 bis*) - Cet échantillon pris dans le même niveau montre de très fines gravelles dans un ciment de calcite hyaline et de calcaire microgranulaire diffus. Nombreux foraminifères (Textularidés, Cyclamines).

2 m - (I 10) - Calcaire en dalles de 10 à 20 cm, beige, finement détritique à ciment grumeleux, très glauconieux avec quelques débris de lamellibranches et des coquilles d'huitres silicifiées. Par place un litage est visible dans la roche.

3,50 m - Calcaire en dalles, beige à gris, microgranulaire azoïque.

3 m - (I 11) - Calcaire massif très poreux et troué, beige à gris, grumeleux, lité, avec de très rares débris de lamellibranches.

8,50 m - (I 12*) - Calcaire graveleux avec quelques rares oolithes, à ciment de calcite hyaline avec de très nombreux débris de lamellibranches, des petits gastropodes, quelques entroques et radioles d'oursins, et des foraminifères.

0,30 m - (I 13*) - Banc de conglomérat interstratifié, apparemment lenticulaire. Les éléments sont roulés le plus souvent, très hétérogènes du point de vue taille (1/10e de mm à 20 cm de diamètre) et de nature variable : . calcaire graveleux identique à celui décrit dans les couches sous-jacentes
. calcaire gris noirâtre dont on ne trouve pas l'équivalent en place dans les couches du Kimméridgien
. calcaire sublithographique ou microgranulaire identique à celui que l'on trouve au dessus.
Le ciment brun à gris est formé par un calcaire marneux, microgranulaire à grumeleux et il s'y trouve des ostracodes, des gastropodes et de nombreuses oogones de Chara.

0,20 m - (I 14*) - Calcaire troué, microgranulaire, chargé en sels ferriques, avec de nombreuses coquilles d'ostracodes, gastropodes et lamellibranches complètement recristallisés.

1,50 m - Calcaire sublithographique, microgranulaire par places, blanchâtre, en gros bancs.

0,50 m - Calcaire analogue mais avec de petits galets noirs à beiges, roulés, de la taille d'une tête d'épingle à celle d'une noix.

1,20 m - Calcaire microgranulaire blanc avec quelques petites gravelles noires très rares.

0,30 m - Calcaire microgranulaire beige brun à gravelles et galets noirs nombreux.

12 m - Calcaire massif et craquelé à l'affleurement, se délitant parfois en dalles de 5 à 20 cm, microgranulaire, blanc beige, avec un niveau à grosses Mérinées.

0,30 cm - (I 23 bis) - Calcaire microgranulaire roux, pétri de coquilles d'huitres, notamment Exogyra virgula DEFRANCE.

La suite de la coupe est recouverte sur une grande distance par des éboulis terreux et marneux et on y trouve essentiellement des plaquettes de calcaire marneux à Exogyra virgula.

+ Dans la partie Nord du secteur étudié, le long de la route qui joint Quingey à Pointvillers (CL : x = 870,2 ; y = 236,4) A. Girardot (1896) décrit la base du Kimméridgien qui apparait ici plus marneux et plus fossilifère que dans la coupe précédente.

Au-dessus du calcaire compact du Séquanien supérieur A. Girardot distingue :

- Marne grise terreuse à fossiles nombreux (5 m)
- Calcaire compact gris jaune (5 m)
- Marne gris jaunâtre à fossiles moins nombreux (1 m)
- Calcaire gris jaune désagrégeable, en bancs de 0,60 m (4 m)
- Calcaire compact jaune brun.

Cette coupe est actuellement en partie recouverte, notamment à sa base, mais nous avons pu cependant observer que les marnes sont dures, feuilletées, et renferment quelques petits bancs de calcaire marneux rognoneux, assez semblables à ceux décrits dans la coupe de la route d'Ivrey. A la base de cette zone marneuse, un banc de calcaire marneux est particulièrement riche en glauconie.

Les fossiles sont très abondants et parmi ceux cités par A. Girardot, nous avons recueilli :

Pterocera oceani BRONGNIART
Ceronya excentrica VOLTZ.
Pholadomya protei BRONGNIART
Ostrea solitaria SOWERBY = pulligera GOLDFUSS
Terebratulla subsella LEYMERIE
Natica hemispherica ROEMER

+ Coupe du Kimméridgien moyen dans la falaise de la cascade de la Pissouze (CL : x = 867,2 ; y = 224).

Nous retrouvons à la base de la cascade les niveaux à petits galets noirs décrits dans la coupe de la route d'Ivrey.

La coupe de la cascade montre de la base au sommet :

1,20 m - (I 15) - Calcaire, qui se délite en plaquettes craquelées, microgranulaire, blanc à beige, avec de fins débris complètement recristallisés.

0,10 m - Petite intercalation marneuse.

0,70 m - (I 16) - Calcaire craquelé, microgranulaire avec des passées à galets et gravelles noirs, bruns beiges ou blancs dont la taille varie de la grosseur d'une tête d'épingle à celle d'une noix. Il existe 2 lits où ces galets sont particulièrement abondants, l'un à la base, l'autre au sommet du banc.

0,10 m - Petite intercalation marneuse.

0,60 m - Banc de calcaire microgranulaire blanc avec quelques galets noirs relativement rares.

3 m - (I 17*) - Calcaire en bancs massifs, microgranulaire. Des zones dans l'échantillon ont été recristallisées par des rhomboèdres très fins de dolomite qui apparaissent en clair dans la lame mince colorée, le reste de la pâte étant formé par du calcaire microgranulaire qui prend la coloration.

0,60 m - (I 18*) - Banc de calcaire beige crème, microgranulaire très fin, avec des passages brèchiques où le ciment est formé par des rhomboèdres de dolomite. Un litage est visible dans la lame mince.

2,70 m - (I 19*) - Calcaire microgranulaire blanc. En lame mince, ce calcaire apparait très lité avec notamment un lit complet qui semble en pleine évolution avec des passées de calcaire microgranulaire très fin, séparées par des zones remplies de petits rhomboèdres de dolomite. La coloration de la lame mince montre un litage de dolomitisation et notamment 2 zones où les rhomboèdres de dolomite sont dispersés dans un calcaire microgranulaire, qui entourent une zone où les rhomboèdres forment l'essentiel de la roche. Ces rhomboèdres montrent en leur centre une zone qui reste colorée.

5,50 m - (I 20*) - Série de bancs massifs de calcaire microgranulaire beige crème avec des débris complètement recristallisés. La lame mince montre un granoclassement.

Nous sommes là au sommet de la Cascade, la suite de la coupe est recouverte par les prés sur une épaisseur de 3 à 5 m, puis affleurent les bancs de calcaire marneux à Exogyra virgula.

+ Coupe du Kimméridgien supérieur dans les falaises de la côte d'Arelle (CL : x = 868,65 ; y = 223).

En face de la plâtrerie, quand on monte de la voie de chemin de fer Salins - Mouchard, vers le sommet de la côte d'Arelle , on trouve une falaise avec des gradins successifs. Nous avons pu réaliser la coupe suivante de bas en haut.

2,50 m - (I 22) - Calcaire qui se délite plus ou moins en plaquettes, microgranulaire très fin, lité, beige avec des traînées brunes et des passages identiques à ceux décrits dans I 17.

7,50 m - Calcaire en bancs épais microgranulaire très fin, lité, beige, identique aux calcaires rencontrés dans le sommet de la coupe de la Pissouze.

5 m - Faisant suite à cette première falaise, on trouve une zone aveugle de 3 m, puis un nouveau banc de 2 m de calcaire analogue au précédent.

2 m - (I 23) - Une zone d'aspect marneux avec en son milieu un petit banc de 20 cm de calcaire marneux gris brun, microgranulaire, pétri de coquilles d'huitres, avec notamment Exogyra virgula DEFRANCE, de gravelles brunes et de sections de gastropodes.

2 m - Un banc massif de calcaire microgranulaire, beige crème avec quelques coquilles d'Exogyres recristallisées.

1,50 m - (I 24) - Calcaire d'aspect marneux, feuilleté, pétri de coquilles d'exogyres et de gravelles brunes dans un ciment microgranulaire à grumeleux beige grisâtre.

1,50 m - (I 25) - Calcaire massif à la base, feuilleté au sommet, beige, microgranulaire avec quelques lits à Exogyra virgula DEFRANCE et des trainées rouilles dans la roche.

0,10 m - Un petit banc marneux.

0,40 m - (I 26) - Calcaire marneux en plaquettes, beige microgranulaire avec des pistes rouilles remplies d'un ciment plus détritique.

0,10 m - Intercalation marneuse

0,40 m - Calcaire analogue au précédent

0,10 m - Intercalation marneuse.

1 m - (I 27) - Calcaire qui se craquèle quand on le casse, microgranulaire beige avec des pistes brunes remplies d'un sédiment détritique.

2,50 m - (I 28*) - Calcaire plus massif, toujours craqueleux, en grande partie microgranulaire et beige, mais avec des pistes rouilles remplies d'un sédiment détritique : débris de coquilles, gravelles, petits foraminifères, quelques petits grains de quartz dans un ciment grumeleux.

4 m - (I 29) - Calcaire analogue au précédent avec des pistes moins abondantes et plus ou moins remaniées.

1,50 m - Zone aveugle.

4 m - Calcaire d'aspect craqueleux, microgranulaire à grumeleux, gris beige, avec des taches et des pistes rouilles et des dendrites de manganèse.

3 m - (I 30) - Calcaire massif, microgranulaire, lité, légèrement panaché blanc et roux.

3 m - Zone herbeuse avant la grande falaise qui forme le sommet de la côte d'Arelles.

Une coupe dans cette dernière falaise donne les niveaux suivants :

5 m - (I 31) - Calcaire massif craqueleux par places, microgranulaire beige avec de nombreux débris très fins complètement recristallisés, notamment des petites coquilles de Zelleridés.

8 m - (I 32) - Calcaire moins finement microgranulaire que le précédent et pétri de débris de lamellibranches recristallisés.

3 m - (I 33) - Calcaire d'allure bréchique, perforé de nombreuses cavités dont les petites sont remplies par de la calcite, très organogène : débris relativement fins de lamellibranches, gastropodes, quelques petits polypiers dans un ciment microgranulaire.

10 m - (I 34 et I 35) - Calcaire microgranulaire beige à rares débris de coquilles complètement recristallisées et pistes rouilles (I 34), qui passe au sommet à un calcaire beaucoup plus riche en débris avec des milioles, des passées pseudoolithiques à graveleuses et quelques pistes rouilles (I 35).

Nous sommes là au sommet de la dernière falaise ; la coupe se poursuit plus ou moins recouverte dans les prés d'Arelle où nous trouvons sur 10 m environ (I 36) - calcaire microgranulaire parfois bréchique, les éléments étant soulignés de rouille, avec des débris de coquilles de lamellibranches complètement recristallisés.

+ Coupe du Kimméridgien supérieur et du Portlandien au SW de St Thiebaud (CL : x = 867,7 ; y = 224,7).

Depuis St Thiebaud, le cours du ruisseau de la Pissouze s'écoule à travers prés sur les marnes du Lias et du Trias, jusqu'à une petite falaise de calcaire massif blanc du Portlandien. C'est dans cette falaise et dans les niveaux qui la surmontent que nous avons réalisé dette coupe. Nous trouvons de la base au sommet :

3 à 4 m - (I 38) - Formant la base de la falaise un calcaire microgranulaire à débris complètement recristallisés et quelques passées plus grossières avec des nuages et pistes rouilles, c'est à dire un calcaire à peu près analogue à celui trouvé dans les niveaux supérieurs de la coupe précédente.

0,60 m - (I 39) - Marno-calcaire très argileux, très friable, gris brun, qui forme une zone en creux dans la falaise.

1,50 m - (I 40) - Calcaire d'aspect craquelé, microgranulaire beige avec des débris recristallisés et des passées rouilles.

0,60 m - (J 1*) - Banc de calcaire microgranulaire blanc, pétri de sections de Vaginella striata CAROZZI, de nombreux débris de coquilles indéterminables et des foraminifères (Lituolidés : Pseudocyclammina sp. ; Miliolidés ; détermination A. Rollet).

1,40 m - (J 2) - Calcaire creusé de nombreux trous, à tubulures rouilles avec quelques grosses Nérinées, microgranulaire à rares débris complètement recristallisés dont quelques milioles et vaginelles.

4,50 m - (J 3) - Calcaire massif, troué avec quelques grosses Nérinées visibles en surface, microgranulaire beige avec des passées rouilles qui diffusent à partir des fissures. On observe quelques débris recristallisés.

Nous sommes là au sommet de la falaise qui borde le ruisseau et nous traversons une zone herbeuse qui donne la coupe approximative suivante.

3 à 4 m - Zone aveugle avec en son milieu un petit banc de calcaire identique à J 3.

2,50 m - Banc de calcaire microgranulaire d'aspect craquelé, plus ou moins troué avec des petits débris recristallisés.

2 à 3 m - Zone herbeuse.

Nous arrivons alors à une deuxième falaise dont les bancs suivent à peu près la pente du terrain, nous descendons alors vers le ruisseau en suivant un banc de marno-calcaire (J 4) qui donne, sous l'action de l'érosion, une sorte de caverne tout le long de la falaise. Nous reprendrons alors la coupe au niveau du ruisseau, en escaladant la falaise.

2 m - Calcaire craqueleux microgranulaire à rares débris.

1,50 m - (J 4) - Marno-calcaire gris beige, microgranulaire à grumeleux avec quelques taches rouilles et quelques rares débris fins non recristallisés.

1,50 m - (J 5) - Banc de calcaire d'aspect craquelé microgranulaire, beige, avec des passées rouilles riches en débris de lamellibranches surtout et de petits gastropodes.

1,20 m - (J 6) - Calcaire plus ou moins débité en petits parallé lépipèdes de 5 à 10 cm d'épaisseur, microgranulaire, avec de nombreuses milioles et de très petits débris complètement recristallisés, avec des passées oolithiques et graveleuses bien localisées qui aboutissent parfois à former des sortes de tubulures.
Dans les mêmes niveaux, nous trouvons inversement des zones complètement oolithiques et graveleuses avec des trainées de calcaire microgranulaire.

0,50 m - (J 7*) - Banc massif de calcaire blanchâtre le plus souvent graveleux, à ciment grumeleux ou microgranulaire. Présence de nombreux débris de lamellibranches et de gastropodes, de quelques rares entroques prises dans des gravelles, de foraminifères (Trocholina sp. et miliolidés), de quelques débris d'ostracodes, et de petits grains de quartz anguleux dans le ciment.

Ce banc marque le sommet de cette deuxième falaise, la coupe se poursuit mais d'une façon moins précise, dans les prés buissonneux qui surmontent cette falaise.

2 à 3 m - (J 8 **) - Calcaire en plaquettes craqueleuses de 5 à 20 cm, microgranulaire, beige, avec des nuages rouilles, azoïque. La coloration montre que les zones recristallisées sont calcitiques.

6 à 8 m - (J 9**) - Plaquettes épaisses de quelques millimètres à 5 cm de calcaire microgranulaire azoïque avec un litage le plus souvent souligné par des changements de couleur. Les différences de teinte ne tiennent pas à des changements de teneur en dolomite, car tout l'échantillon prend la couleur et apparait donc calcitique.

4 à 5 m - (J 10**) - Bancs massifs de calcaire saccharoïde, le plus souvent, vacuolaire, assez bréchique. La coloration et l'attaque à l'acide montrent que les échantillons qui ont l'aspect de dolomies saccharoïdes, sont en réalité calcitiques.

Au dessus de ces bancs, se trouve une zone herbeuse où nous avons trouvé des plaquettes de calcaire marneux à cailloux noirs que nous attribuons au Purbeckien.

b) Limites cartographiques

1 - Limite entre le Séquanien et le Kimméridgien

La limite inférieure du Ptérocérien est marquée par l'apparition, au-dessus des calcaires du Séquanien supérieur, de marnes et marno-calcaires fossilifères à Pterocera oceani BRONGNIART au Nord dans la région de Pointvillers, passant à des calcaires marneux peu fossilifères, au Sud dans la région d'Ivrey. La présence de marnes fossilifères au Nord permet de suivre assez facilement cette limite, mais au Sud il n'y a pas de nette différence de faciès entre le Séquanien supérieur et le Ptérocérien.

Par contre, partout à la base du Ptérocérien nous avons observé la présence d'un banc ou d'une zone riche en glauconie.

+ Dans la coupe de Pointvillers : un banc glauconieux à la base
+ Dans la coupe de la route d'Ivrey :
  . une zone glauconieuse à la base
  . un banc glauconieux à 5 m
  . une zone glauconieuse à 20 m environ.

A défaut d'autres repères, nous placerons donc la limite entre le Séquanien et le Ptérocérien à l'apparition du premier banc glauconieux.

2 - Limite entre le Ptérocérien et le Virgulien

Au-dessus des calcaires massifs à grosses Nérinées (coupe de la route d'Ivrey) qui surmontent les bancs à cailloux noirs, nous trouvons un banc de calcaire marneux à Exogyra virgula DEFRANCE. Ce banc constitue un bon niveau repère que nous avons observé notamment au sommet des calcaires recristallisés de la cascade de la Pissouze, et dans la coupe de la côte d'Arelle . Comme nous n'avons trouvé aucun niveau à Exogyra virgula en dessous, nous en ferons la base du Virgulien.

3 - Limite entre le Virgulien et le Portlandien

Au-dessus des bancs de calcaire marneux à Exogyra virgula nous trouvons des calcaires microgranulaires beiges à tubulures rouilles. Cette masse de calcaire à faciès monotone forme en grande partie les falaises de la côte d'Arelle et nous n'y avons trouvé aucun niveau repère. Cette zone est sur sa plus grande épaisseur presque azoïque sauf à sa base où nous avons observé quelques débris recristallisés d'Exogyra virgula et d'autres lamellibranches, qui deviennent de plus en plus rares à mesure que nous montons dans la série. A défaut, de niveaux repère nous l'avons attribuée dans son ensemble au Virgulien.

Au Sud-Ouest de St Thiebaud, dans la falaise qui borde le ruisseau de la Pissouze, nous avons observé au sommet de la zone précédente un banc particulièrement riche en débris de Vaginella striata CAROZZI.

Mme Lefavrais-Raymond (1962) décrit un banc identique dans le Jurassique supérieur de la Bresse. Pour cet auteur, ce banc marquerait la base du Portlandien qui "débute par une invasion marine de courte durée, provoquant l'arrivée et l'anéantissement sur place d'innombrables "Vaginella striata CAROZZI".

Ce microfossile, cité jusqu'ici surtout dans le Jura méridional, semble donc avoir une extension assez grande vers le Nord.

Le banc à Vaginella striata CAROZZI peut donc constituer dans la région salinoise, un bon niveau repère, marquant, comme en Bresse, la base du Portlandien.

4 - Limite entre le Portlandien et le Purbeckien

Au-dessus des calcaires caverneux et saccharoïdes, d'aspect dolomitique du Portlandien supérieur, apparaissent des plaquettes de calcaire marneux à cailloux noirs et characées caractéristiques du Purbeckien.

c) Conclusion

Ces limites étant précisées, nous pouvons donc distinguer dans ce vaste ensemble :

Kimméridgien - 160 m environ :

- Ptérocérien

. 9 à 10 m de calcaire marneux grumeleux, glauconieux, passant à des marno-calcaires fossilifères au Nord.
. 80 m de calcaire le plus souvent microgranulaire ayant subi une recristallisation dolomitique au sommet, calcitique à la base, postérieure à la sédimentation, les non recristallisés montrant un calcaire graveleux ou sublithographique. 20 m environ en dessous du sommet de cette zone se situent 2 niveaux de brèche à cailloux noirs.

- Virgulien

. 5 à 6 m de marnes avec intercalations de calcaire marneux à Exogyra virgula DEFRANCE
. 60 à 65 m de calcaire microgranulaire à tubulures rouilles avec quelques Exogyres à la base.

Portlandien - 40 m environ

. 25 m environ de calcaire microgranulaire avec un banc à Vaginella striata CAROZZI à la base, suivi d'une zone à grosses Nérinées, puis d'un calcaire à tendance graveleuse.
. 10 m environ de calcaire microgranulaire en plaquettes
. 5 m environ de calcaire massif, recristallisé, saccharoïde, vacuolaire et bréchique.

E - LE PURBECKIEN ET LE CRETACE INFERIEUR

Ces formations ne sont représentées dans la région étudiée que sur un très petit secteur au SW de St Thiebaud. Elles ont déjà été signalées et décrites par Bertrand (1881) et Piroutet (feuille des jeunes naturalistes, n° 411) et A. Caire (1951 a). Nous donnons ici la coupe du Purbeckien telle que nous avons pu l'observer le long du petit chemin qui, venant de St Thiebaud, se dirige vers le bois de la côte de Méhaut (CL : x = 867,6 ; y = 224,7).

Après les dolomies du Portlandien, que nous avons décrites, dans la coupe précédente, nous trouvons approximativement la série suivante.

1 - Sur 4 m environ : calcaire blanchâtre en plaquettes avec de bas en haut :

(K 1*) - Calcaire finement graveleux, oolithique par places, avec quelques grosses gravelles de couleur plus sombre, avec de nombreux débris de coquilles, des ostracodes, des foraminifères (Valvulinidés), des tiges de characées, dans un ciment de calcite hyaline avec des passées de calcaire microgranulaire.

(K 2*) - Calcaire dans l'ensemble microgranulaire avec des passées chargées en petites gravelles dans un ciment grumeleux, avec des débris d'ostracodes, des tiges et oogones de chara, et de très nombreux petits grains de quartz anguleux.

(K 3*) - Calcaire finement graveleux, à ciment grumeleux, avec quelques grosses gravelles blanches, brunes ou noires,

disséminées un peu partout d'une façon très irrégulière, de nombreux débris d'ostracodes, des oogones de chara, et quelques petits grains de quartz.

2 - Sur 4 à 5 m, une série de marnes bleues à jaunâtres sans fossiles, le plus souvent recouvertes par un sol jaune, marno-sableux, dans lequel on trouve des gros cailloux, le plus souvent arrondis qui ressemblent à des miches et dont nous avons examiné deux échantillons,un à la base, l'autre au sommet.

(K 4*) - Calcaire formé essentiellement par des oolithes dont le centre est une gravelle ou un débri de chara, et qui n'ont qu'une seule couche d'oolithisation. Un peu partout dans l'échantillon nous trouvons des petits cailloux jaunes à gris très peu roulés, donnant par places à l'ensemble un aspect de brèche. Le ciment est formé par de la calcite hyaline avec des passées grumeleuses.

(K 5*) - Calcaire microgranulaire à grumeleux, jaunâtre avec de minuscules débris de tiges, et oogones de chara, d'ostracodes, de lamellibranches, avec toujours des petits galets noirs à gris très peu roulés et quelques grains de quartz anguleux très petits.

3 - 1,50 à 2 m de calcaire d'aspect marneux, en plaquettes

(K 6*) - Calcaire gris blanc, avec des zones à gravelles légèrement oolithisées et des passées de ciment grumeleux importantes ; présence de characées et de quelques petits grains de quartz, nombreux galets peu roulés jaunes à noirs de grosseur très variable.

(K 7*) - Calcaire blanchâtre microgranulaire à grumeleux, avec par endroits des oolithes et gravelles, quelques petits galets identiques aux précédents, quelques très petits grains de quartz, des gastropodes, des dasycladacées g. Actinoporella GUMBEL in ALTH (1882), g. Muniera DEECKE (1883), des foraminifères (Trocholina sp. et Miliolidés, détermination A. Rollet).

La coupe se termine par une zone herbeuse où sur sur 1,50 à 2 m se trouvent encore des plaquettes identiques aux précédentes puis un calcaire oolithique jaunâtre à brunâtre qui marque le début du Valanginien.

Le Crétacé inférieur affleure bien un peu plus au Sud (x = 867,5 ; y = 224,5) dans le pré situé entre le ruisseau de la Pissouze et la faille F 5.

Après une zone herbeuse où nous trouvons des plaquettes de Purbeckien, nous pouvons faire la coupe suivante, de bas en haut :

4 - 1,70 m : barre rocheuse, en général oolithique, jaune brunâtre, rose par places, qui se débite le plus souvent en petites dalles.

(L 1*) - Calcaire jaune ocre, finement graveleux et oolithique avec des passées plus grossières par nids et de nombreux petits débris de lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires, milioles, le plus souvent roulés et présentant une couche d'oolithisation. On y trouve aussi des dasycladacées, g. Actinoporella GUMBEL in ALTH, g. Acicularia DEECKE. Dans une gravelle on observe un débri de chara remanié. Le ciment est formé par de la calcite hyaline.

(L 2, L 3*) - Calcaire graveleux et oolithique, mais les oolithes sont plus nombreuses et bien formées avec quelques milioles et très peu de débris de coquilles. Le ciment est de la calcite hyaline.

(L 4*) - Calcaire oolithique ; les oolithes ont des noyaux formés le plus souvent par des gravelles à granulométrie très hétérogène et des cortex le plus souvent ferrugineux. Quelques grosses gravelles montrent à leur intérieur des débris de dasycladacées, des bryozoaires, des lamellibranches, des milioles roulées, une serpule. Le ciment est de la calcite hyaline.

(L 5*) - Calcaire oolithique à oolithes bien formées avec quelques grosses gravelles irrégulières dont certaines renferment des dasycladacées, quelques débris de lamellibranches dont certains sont encroutés par des algues, quelques milioles et sections de gastropodes. Le ciment est de la calcite hyaline avec des passées de calcaire microgranulaire.

5 - 2 à 3 m : zone aveugle

6 - 1,70 m : nouvelle barre rocheuse de calcaire jaune à brun massif avec de bas en haut :

(L 6*) - Calcaire beige brun surtout graveleux avec quelques oolithes. Dans une masse de petites gravelles bien calibrées, nous observons de gros galets de calcaire microgranulaire, peu roulés avec des débris de dasycladacées et des petits grains de quartz, des sections de gastropodes, des débris de lamellibranches, des foraminifères (Trocholina sp., Miliolidés, Lituolidés). Le ciment est formé par de la calcite hyaline.

(L 7*) - Calcaire brun d'apparence finement bréchique avec des gravelles et un ciment de calcite hyaline, avec quelques débris de lamellibranches et des milioles nombreuses et petites, des petits grains de quartz anguleux dans les éléments et dans le ciment.

(L 8*) - Calcaire analogue au précédent mais les éléments sont plus gros et certains contiennent des débris de dasycladacées.

(L 9*, L 10) - Calcaire analogue, mais moins riche en microfaune, et plus riche en sels de fer représentés particulièrement sous forme de liserés ferrugineux dans le ciment.

(L 11*) - Calcaire graveleux, brun, à gravelles, très hétérogènes dans lesquelles se trouvent de très nombreux grains de quartz anguleux, avec quelques débris de lamellibranches et des milioles. L_e ciment est de la calcite hyaline.

7 - 2 à 3 m : zone herbeuse sans affleurements.

8 - 1,50 m : nouvelle barre rocheuse de calcaire brun.

(L 12*) - Calcaire graveleux, brun, hétérogranulaire, avec des phénomènes d'impression dans les gravelles, et quelques grains de quartz, des foraminifères : milioles, petites et nombreuses et Lituolidés. L_e ciment est de la calcite hyaline avec des liserés ferrugineux.

(L 13*, L 14) - Calcaire très finement graveleux, avec quelques grosses gravelles, de nombreux débris très fins de coquilles de lamellibranches, de bryozoaires, des milioles. Le ciment est de la calcite hyaline et renferme un très grand nombre de grains de quartz.

9 - Une zone d'apparence marneuse complètement recouverte de végétation, dans laquelle se trouvent, à quelques mètres du niveau calcaire précédent, des échantillons de calcaire ferrugineux à galets de limonite.

(L 15*) - Calcaire très ferrugineux dans lequel nous trouvons de gros débris le plus souvent roulés : entroques, bryozoaires, lamellibranches, serpules, des petits galets de limonite. Les débris de lamellibranches sont orientés dans le même plan. L_e ciment est de la calcite hyaline, le plus souvent teintée en rouille par des sels de fer.

10 - Au dessus, en se dirigeant vers le NW, nous traversons un pré dont le sous sol est marneux et correspond probablement aux marnes de l'Hauterivien inférieur. Puis au Nord du chemin qui va de Onay à St Thiebaud, à l'E de la faille F 5, nous avons trouvé de nombreux échantillons de calcaire glauconieux de l'Hauterivien supérieur.

(L 16*) - Calcaire à débris de gastropodes, lamellibranches, entroques assez souvent imprégnées de glauconie, bryozoaires roulés, morceaux de serpules, quelques foraminifères (Lagénidés). Le tout très recristallisé, avec quelques grosses gravelles et des grains verts de glauconie. Le ciment est formé par de la calcite hyaline ou par du calcaire microgranulaire plus ou moins diffus.

L'ensemble de ces observations permet donc de distinguer :

Le Purbeckien - 11 à 13 m :

- 4 m de calcaire en plaquettes graveleux, à cailloux noirs, grains de quartz, ostracodes et characées
- 4 à 5 m de marnes bleues avec des grosses miches de calcaire marneux à cailloux noirs et characées.
- 3 à 4 m de calcaire marneux en plaquettes, grumeleux, à passées oolithiques, cailloux noirs et petits grains de quartz avec des characées, milioles et dasycladacées.

Le Crétacé inférieur

- Valanginien :

- 10 m environ de calcaire brun oolithique à graveleux, à nombreux débris dont les éléments semblent provenir de l'érosion des couches sous jacentes du Purbeckien (présence dans les gravelles de quartz, characées, dasycladacées, identiques aux formations du Purbeckien).
- 3 à 4 m de marnes au sommet desquelles se trouve une zone de calcaire ferrugineux à grains de limonite.

- Hauterivien :

- une zone marneuse à la base
- le début d'une zone de calcaire glauconieux à débris.

*

* *

II - ETUDE DES FORMATIONS TERTIAIRES DE LA REGION SALINOISE

A - GENERALITES

Le Tertiaire, tel qu'il a été décrit jusqu'ici dans la région salinoise est représenté par deux formations géologiques: un tuf à plantes tertiaires et des conglomérats.

1°) Le Tuf

D'après M. Piroutet (1918) un lambeau de tuf est superposé au conglomérat de Pagnoz et cet auteur y a reconnu des feuilles de Cinnamomum, Laurus, Rhododendron et Berchemia multinervis HEER. Cette dernière espèce appartient au Miocène assez élevé pt passe même dans le Pliocène (A. Caire, 1958 a).

Nous n'avons pas retrouvé ce tuf en place et ne pouvons donc apporter d'autres précisions à son sujet.

2°) Les conglomérats

Les hypothèses formulées jusqu'ici au sujet de l'âge et des conditions de dépôt de ces formations sont très variées. Nous ne citerons que les plus caractéristiques.

- M. Bertrand (1881) : couches en place ou légèrement éboulées du front d'une nappe de chevauchement.
- M. Piroutet (1913) : dépôts glaciaires
  (1918) : dépôts littoraux d'âge tertiaire moyen
- L. Glangeaud (1944) : dépôts de remplissage en relation avec des effondrements post-tectoniques dans la gouttière de Salins - les Arsures.
- A. Caire (1958 a) : présente une interprétation beaucoup plus nuancée : les divers lambeaux ne se seraient pas mis en place dans les mêmes conditions ; les uns seraient liés à des failles oligocènes, les autres à des failles d'âge miocène supérieur ou Pontien dont le jeu principal a précédé de peu le charriage.

Cette abondance d'hypothèses montre combien le problème est complexe et loin d'être résolu. C'est pourquoi nous avons repris l'étude de l'ensemble des affleurements attribuables aux conglomérats tertiaires de la région salinoise, y compris ceux qui sont situés légèrement à l'extérieur de la zone cartographiée.

B - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES DIFFERENTS AFFLEUREMENTS DE CONGLOMERATS

De l'Est à l'Ouest

1°) Entre le Bief des Roussets et la Faille d'Arelle :

Là se situent quelques affleurements discontinus de brèche de Jurassique moyen, situés à une altitude comprise entre 330 et 340 m.

L'affleurement le plus oriental en bordure du Bief des Roussets est recouvert par le Trias.

2°) Brèche de Jurassique moyen du Mont de Simon :

Situation géographique : les principaux affleurements se situent à la sortie NW de Salins, de chaque côté de la Route de Marnoz (CL : x = 868,5 ; y = 222,7).

Un autre affleurement qui se situe en bordure du ruisseau qui descend de Grange Salgret vers le faubourg St Pierre, peut être rattaché au même ensemble (CL : x = 868,7 ; y = 222,6)

Situation géologique : . Au Nord, la brèche repose sur le Jurassique supérieur de la vallée de la Furieuse, à une altitude de 350 m. Le contact entre la brèche de Jurassique moyen et le Jurassique supérieur n'est d'ailleurs pas direct : nous avons en effet observé en avant du conglomérat et surmontant les couches subhorizontales du Kimméridgien, une brèche de friction épaisse de 5 à 8 m. Les éléments de cette brèche intermédiaire sont formés par du Kimméridgien et du Séquanien. Ils sont anguleux et le ciment presque nul formé par de la calcite. Il semble possible d'assimiler à des pensages vers l'ESE une série de lignes de discontinuité orientés toutes dans le même sens.

. A l'Ouest, la brèche est limitée par une faille verticale NS qui amène à son niveau le Jurassique supérieur.

. Au Sud, la bordure du conglomérat est assez floue : dans la partie orientale, le Trias vient manifestement en recouvrement sur la brèche ; dans la partie occidentale par contre, se situe entre la brèche et le Trias en place, un complexe marneux que nous avons pu observer dans une tranchée d'adduction d'eau : marnes à fossiles liasiques, blocs de Sinémurien, marnes triasiques y apparaissent sans ordre et sont recouverts par un épais manteau d'argile à chailles.

3°) Au NW de la Villa des Roses

Là se trouve un petit affleurement de brèche de Jurassique moyen dans le pré situé à gauche de la route Salins-Marnoz (CL : x = 867,65 ; y = 222,85), juste après la bifurcation de la route se dirigeant vers Grange Feuillet.

4°) Dans la vallée de la Vache au NE de Marnoz

... se situent des affleurements importants de brèche de Jurassique moyen. La brèche de Bathonien (éléments de calcaire compact avec Meyendorffina bathonica AUROUZE et BIZON), située sur la rive droite de la vallée repose sur du Jurassique supérieur brèchique (calcaire microgranulaire contenant des characées.)

L'ensemble de la brèche est recouvert, par les marnes du Trias à l'Ouest, par un complexe marneux où voisinent des marnes du Trias et des fossiles du Lias au SE.

5°) Poudingue de Pagnoz

L'affleurement principal se situe le long de la route nationale NP 72 à environ 600 m à l'Est du village de Pagnoz (CL : x = 865,7 ; y = 224,1). Le poudingue se situe sur la bordure Est d'une faille à regard Est, affectant le Jurassique supérieur. Cette faille est marquée sur la bordure occidentale du poudingue par un miroir avec des stries de friction.

A l'Ouest de la faille, nous pouvons observer les couches du Séquanien supérieur pendant fortement vers l'Est.

Sur la lèvre orientale, il faut remonter environ 100 m vers le NE pour voir apparaitre le Kimméridgien supérieur, présentant un léger pendage vers l'Est.

Le poudingue est recouvert à l'Est par des dépôts superficiels marneux et bordé au Sud par le Trias.

6°) Poudingue des Arsures

Situation géographique : une série d'affleurements se situent en bordure de la route Salins - Les Arsures, A l'Est du ce village, notamment à proximité de la première ferme.

Des affleurements plus importants se situent à une centaine de mètres au N de la route (CL : x = 863,4 ; y = 222,2) dans une petite carrière.

Situation géologique : l'affleurement de la carrière repose sur le Jurassique supérieur, plus précisément à la limite

Kimméridgien - Portlandien (banc à Vaginelles) et se trouve conservé dans une sorte de karst qui devait s'ouvrir sur la surface d'érosion où se sont formés les poudingues. L'ensemble des affleurements est bordé au Sud par la faille chevauchante du faisceau salinois.

Conclusions :

Cette rapide revue de la position des principaux affleurements du conglomérat permet de reconnaitre les caractères suivants :

- Les différents affleurements se trouvent tous en bordure de la faille chevauchante signalée par M. Bertrand (1881) et sont recouverts ou bordés soit par le Trias, soit par un complexe marneux mal défini (dépôts superficiels, marnes à fossiles liasiques, etc...)

- L'ensemble des affleurements repose sur le Jurassique supérieur à des niveaux en général peu différents (Kimméridgien moyen à supérieur).

- Le contact, quand il est visible, entre les conglomérats et le Jurassique supérieur se fait :

. par l'intermédiaire d'une brèche de friction à éléments de Jurassique supérieur au Mont de Simon et à la vallée de la Vache

. sans brèche intermédiaire dans le cas du poudingue des Arsures.

- Enfin, signalons que certains affleurements sont conservés dans des positions privilégiées:

. Karst : poudingue des Arsures
. Bordure de failles à regard Est :
Poudingue de Pagnoz
Extrémité occidentale de la brèche du Mont Simon.

C - ETUDE DES CONGLOMERATS SUR LE TERRAIN

Nous étudierons successivement dans ce paragraphe, deux catérogies de conglomérats qui présentent des caractères bien différents :

- Les poudingues de Pagnoz et des Arsures
- Les brèches du Mont de Simpn et de la vallée de la Vache.

a) Les poudingues

Les affleurements de Pagnoz et des Arsures montrent les caractères suivants :

- Aspect chaotique. Eléments roulés et répartis sans ordre

- Eléments hétérométriques, leur diamètre variant de quelques millimètres à plus d'un mètre.

- Eléments polygéniques, les plus anciens étant représentés par du calcaire à points siliceux de l'Argovien supérieur (Les Arsures), les plus récents par du Valanginien.

- Ciment abondant et détritique avec des grains de quartz et des grains de bonherz.

- Stries entrecroisées sur certains éléments et parfois dans le ciment, phénomènes d'impression et cassures dans les éléments.

b) Les brèches

1°) Affleurements du Mont Simon

+ L'affleurement situé à gauche de la route Salins-Marnoz, à peu près au milieu de la côte du Mont Simon, permet d'observer les caractères suivants :

Les éléments sont :

- Très hétérométriques, mais il existe un certain arrangement dans la répartition, avec des lentilles à petits éléments et des masses de gros blocs, parfois même des bancs.

- Peu ou pas roulés, les blocs les plus volumineux sont anguleux, tandis que les plus petits sont légèrement émoussés.

- polygéniques à l'échelle de l'affleurement, mais monogéniques dans un petit rayon d'observation. Les éléments formés de calcaires allant de l'Aalénien au Bathonien, ne sont en effet pas ou peu mélangés. Nous avons observé par exemple des zones où tous les éléments sont du calcaire à entroques ou du Bajocien moyen, d'autres où nous n'avons au contraire que du Bathonien etc...

- Le ciment est en général peu abondant et se trouve surtout dans les lentilles à petits cailloux. Ailleurs, il est concentré le long des fissures. Il est formé par une pâte argileuse incohérente ou par des agrégats et concrétions calciteuses.

+ L'affleurement situé un peu plus haut en bordure du sentier qui part du côté droit de la route Salins-Marnoz montre des caractères différents

- Les éléments sont tous très volumineux et anguleux. Il existe de véritables bancs avec des pendages de 40 à 60° vers le NE.

- A la surface de certains bancs sont visibles des stries perpendiculaires ou obliques à la direction des couches.

- La partie centrale de l'affleurement montre à la base de la falaise des bancs de calcaire à entroques et de Bajocien moyen, au sommet des calcaires compacts du Bathonien. Cette disposition est contraire à celle qu'aurait produit un éboulement en masse.

- Le ciment est presque nul et en général formé par des concrétions calciteuses de gouffre.

- A ce propos, il existe dans la falaise formée par la brèche, deux petites grottes que nous avons pu explorer en rampant sur une distance d'environ 15 m. Elles constituent les restes d'un réseau mort à moitié comblé par des dépôts bruns argileux englobant quelques petits galets de calcaire. Nous avons pu observer dans ces grottes des lignes de discontinuité orientées grossièrement EW, et formant parfois des crevasses qui peuvent atteindre 30 à 40 cm de largeur. Le plus souvent, ces crevasses sont en partie comblées par des concrétions calciteuses de goufre ou par des dépôts argileux consolidés.

Remarque :

Un affleurement situé à droite de la route Salins-Marnoz, presque au sommet de la côte du Mont de Simon, montre une présence abondante de ciment. Il peut s'agir là d'une de ces crevasses qui a été comblée par des apports superficiels. Ce "ciment est en effet formé de dépôts marneux qui englobent de très petits galets de Bajocien le plus souvent roulés et même parfois des chailles. Le tout peut donc fort bien représenter un dépôt de remplissage postérieur à la formation de la brèche.

2°) Affleurements de la Vallée de la Vache

+ Affleurement le plus méridional situé sur la rive droite de la vallée

Nous avons là une brèche à éléments et bancs broyés de Bathonien : calcaire compact ou graveleux riche en microfaune et contenant notamment Meyendorffina bathonica AUROUZE et DIZON (l.m. n° x9, détermination A.Rollet).

Le ciment presque nul est formé par de la calcite hyaline. Les bancs de direction E-NE - W-SW sont subverticaux. Cette brèche d'origine manifestement tectonique repose sur du Jurassique supérieur broyé : calcaire microgranulaire blanchâtre contenant par places des characées (l.m. x 7).

+ Les affleurements situés sur la rive gauche de la Vallée montrent des éléments hétérométriques, anguleux ou légèrement émoussés. Nous avons pu y reconstituer très grossièrement une série stratigraphique broyée et laminée du calcaire à entroques situé au Sud et à la base, au Bathonien situé au NW et au sommet de la falaise. Cette série pend vers le N-NW.

D - ETUDE DES ECHANTILLONS

1°) Etude en lames minces

a) Les lames minces faites dans les échantillons du poudingue des Arsures (A*1, 2, 3) montrent les caractères suivants :

Eléments : galets arrondis
hétérométriques
polygéniques

Ciment : le plus souvent gréseux : grains de quartz et de limonite abondants
des passées calciteuses.

b) Une série de lames minces faites dans les échantillons de la brèche du Mont de Simon montre les caractères suivants :

+ Affleurement de brèche situé à mi-côte (S 1)

Eléments : anguleux
monogéniques
séparés par de minces filets de calcite

Dans les calcaires oolithiques, certaines oolithes sont déformées et même cassées (S 1).

+ Affleurement situé presque au sommet de la cote du Mont de Simon et montrant un ciment abondant. Le ciment est formé là par de la calcite grenue avec des traînées opaques correspondant à des passages argileux ; il englobe des petits galets émoussés de calcaire à entroques et quelques grains de quartz. Comme nous l'avons signalé les petits galets et le ciment qui les englobe peuvent représenter un dépôt de remplissage postérieur à la formation de la brèche.

2°) Etude du ciment après lavage

L'étude avant l'attaque à l'acide ne nous a pas permis de trouver de la microfaune, mais par contre nous avons noté une différence en ce qui concerne la calcite qui apparait dans la brèche du Mont de Simon sous forme de concrétions arrondies (calcite de remplissage) et dans le poudingue des Arsures sous forme de petits cristaux anguleux.

a) Le résidu d'attaque à l'acide du ciment de la brèche est peu important et montre, en ce qui concerne la fraction légère :

- quelques grains de quartz, en particulier :
  - . quartz roulé luisant
  - . quartz rose
- quelques paillettes de mica blanc
- des grains de bonherz
- des organismes silicifiés

b) Le résidu d'attaque à l'acide du ciment du poudingue des Arsures est beaucoup plus important :

En ce qui concerne la fraction légère, nous avons identifié :

- de nombreux grains de quartz parmi lesquels :
  - . quartz rose
  - . quartz usés ternes
  - . quartz roulés luisants
  - . quartz bipyramidés
  - . quartz en rosette (rares)
- de la silice secondaire parfois autour de nodules de fer
- des pisolithes et concrétions ferrugineuses.

La fraction lourde, d'après l'étude de S. Duplaix et S. Guillaume (1963) est caractérisée par l'association minéralogique "Tourmaline, zircon, staurotide" que ces auteurs attribuent au ciment des formations oligocènes.

E - CONCLUSIONS

Cette étude des conglomérats de la région salinoise permet de distinguer deux catégories de formations : des poudingues et des brèches.

1°) Les poudingues

Ce sont des dépôts sédimentaires, caractérisés par la présence d'éléments roulés, hétérométriques, polygéniques, ne présentant pas de classement et englobés dans un ciment détritique.

Leur position sur des niveaux légèrement différents du Jurassique supérieur prouve qu'avant leur dépôt la région a été soumise à des déformations tectoniques de faible amplitude suivies de l'élaboration d'une surface d'érosion.

La nature des éléments (Argovien supérieur au Valanginien) nécessite pour la formation du poudingue une dénivellation de 300 à 350 m qui peut avoir deux causes : faille ou flexure.

Présence de cassures dans les éléments, de stries affectant à la fois les éléments et le ciment : ceci prouve l'existence de mouvements tectoniques postérieurs au dépôt.

Il s'agirait donc bien comme l'écrivait M. Piroutet (1918) de "dépôts sédimentaires relevés et plissés avec le Jurassique supérieur sur lequel ils reposent".

Age probable de ces poudingues :

Reposant sur le Jurassique supérieur, englobant des éléments crétacés, recouverts à Pagnoz, par un tuf à plantes tertiaires, ces poudingues étaient attribués par M. Piroutet (1918) au Tertiaire moyen.

L'étude morphotectonique que nous aborderons plus loin, montre que dans le contexte de l'histoire géologique de la région, ces poudingues peuvent s'être formés soit à l'Oligocène, soit au Miocène. Plusieurs arguments sont en faveur d'un âge oligocène.

1 - La présence dans le ciment de quartz bipyramidés et en rosette et surtout l'association minéralogique "tourmaline, zircon, staurotide", caractéristique des formations oligocènes (S. Duplaix et S. Guillaume, 1963).

2 - Les analogies avec d'autres poudingues attribués à l'Oligocène (Montfaucon, Grandvelle, Indevillers, etc...).

3 - Enfin, l'Oligocène est une époque où sont connus dans le Jura des déformations assez importantes pour donner une dénivellation de 350 m, soit par une phase cassante (effondrement du fossé Bressan), soit par des mouvements orogéniques donnant naissance à de vastes plis, comme ceux mis en évidence dans le faisceau helvétique (D. Aubert, 1959) ou même dans le faisceau salinois (M. Dreyfuss, 1960).

2°) Les Brèches

Ce sont des formations qui présentent des caractères bien différents suivant les affleurements.

a) Les affleurements situés les plus au Nord (au Mont de Simon : à droite de la route Salins-Marnoz, à l'Est de la vallée de la Vache) ont les caractères d'une brèche tectonique.

- Présence à la base d'une brèche de friction de Jurassique supérieur.
- Eléments anguleux, monogéniques dans un petit rayon d'observation et séparés par des filets calciteux.
- Présence de bancs presque intacts avec des pendages
- Oolithes déformées ou cassées
- Stries perpendiculaires ou obliques à la direction des couches
- Ciment concentré le long des fissures et réduit à de la calcite de gouffre ou des dépôts de remplissage postérieurs à la formation de la brèche.
- Possibilité de reconstituer par places très grossièrement la série stratigraphique laminée.

Chacun de ces arguments, pris individuellement, peut évidemment être discuté, mais l'ensemble représente bien les caractères d'une brèche tectonique.

b) D'autres affleurements (au Mont de Simon sur le côté Sud de la route Salins-Marnoz) présentent au contraire les caractères d'un dépôt sédimentaire grossier de Piedmont.

- Eléments hétérométriques, légèrement émoussés et séparés par un ciment calciteux ou argileux.

- Lentilles de petits éléments à l'intérieur de masses de gros blocs.

Ces formations peuvent être dues à l'éboulement d'un abrupt (M. Piroutet, 1918 ; A. Caire, 1958 a).

Le problème n'est donc pas simple. Les brèches de la bordure du chevauchement du faisceau salinois semblent en tous cas avoir un rapport direct avec la tectonique (phase chevauchante pontienne). Mais faut-il penser que l'ensemble des affleurements de brèche a une origine tectonique et que les éléments émoussés résultent ou bien de frottements dans des sens différents au cours de la formation de la brèche, ou bien de phénomènes de corrosion postérieurs à la formation de la brèche ? Cette solution est possible car la présence d'éléments d'allure roulée dans une brèche tectonique n'est pas un fait exceptionnel : Brèche de Montadroit dans le Jura méridional (communication orale de M. Dreyfuss), Brèche située au NW d'Ivrey dans notre secteur.

Faut-il au contraire choisir une solution mixte et penser que la cause qui a produit la brèche tectonique (chevauchement du faisceau salinois) s'est accompagnée de la formation d'un abrupt de faille qui aurait nourri une sédimentation grossière de Piedmont ? Cette hypothèse est aussi admissible : si nous suivons A. Caire (1958 b) dans son interprétation de l'écaillage de la bordure du faisceau salinois, les brèches tectoniques peuvent représenter les vestiges d'une écaille broyée et laminée dans son mouvement vers le N-W, tandis que la brèche à éléments émoussés peut résulter de l'éboulement de l'abrupt de faille limitant au Sud cette écaille.

*
* *

III - FORMATIONS SUPERFICIELLES

Ce sont des dépôts continentaux qui reposent en discordance sur n'importe quel terme de la série que nous venons d'envisager. Peu épais, très discontinus et lenticulaires, le plus souvent masqués par des sols récents, nous nous contenterons, dans le cadre de ce travail, d'en signaler les principaux types et les affleurements.

1°) Sidérolithique E.

Argiles rouges ou jaunes à pisolithes ferrugineux localisées dans des poches. Ces argiles sont visibles notamment dans la combe séquanienne située au N de Pointvillers.

2°) Argiles à chailles R

Dépôts argileux, gris, jaune ou brun rouge renfermant de nombreux éléments siliceux.

Deux catégories peuvent être distinguées :

- des argiles à chailles à éléments anguleux situées en général dans la combe oxfordienne ou sur le Lias supérieur et provenant de l'altération des niveaux siliceux de l'Argovien ou du Bajocien. Leur âge est indéterminé et peut être récent.

- des argiles à chailles à éléments arrondis qui seraient les témoins remaniés de la vague d'érosion pontienne. Elles sont rassemblées en général dans les parties en creux de la surface déformée.

3°) Alluvions Fz et Fy

Les principaux dépôts alluviaux dans la région étudiée sont ceux des vallées de la Loue et de la Furieuse.

a) Alluvions modernes de la Vallée de la Loue

Elles ont été traversées dans la région de Quingey par les sondages E.D.F. qui ont donné les résultats suivants :

- épaisseur voisine de 4 m

- partie supérieure argileuse, tandis que la partie inférieure renferme des galets calcaires.

Des terrasses récentes de la Loue, situées à 5 à 10 m au dessus du cours actuel de la rivière existent :

A St Renobert au SE de Quingey (J.B. Siri, 1964)
Plus au Sud au niveau de Brères et Chay.

Les vallées sèches (au NW de Pessans, de Brères à Ronchaux) sont aussi occupées par des alluvions déposées avant l'enfoncement du lit actuel de la Loue.

b) Alluvions de la vallée de la Furieuse et de ses affluents

1 - Lambeaux d'une terrasse située à environ 360 m

M. Piroutet (1900, 1920) signale au lieu-dit "Les Naples", au Nord de la gare de Salins, une poche de galets situés à 60 m au dessus de la vallée.

Le même auteur a observé à Salins, derrière l'église Notre-Dame, une poche à galets de quartzite située à environ 30 m au-dessus du fond de la vallée de la Furieuse

2 - Terrasse de 320 m

Au Faubourg St Pierre, près de la Faïencerie, A. Caire (1951 a) a observé des galets calcaires retirés du sous-sol pour des travaux de terrassement. Ces galets proviennent d'une terrasse située à une altitude de 320 m entre la gare et la Faïencerie.

3 - Terrasses du Moulin de St Joseph et du cours inférieur de la Furieuse situées à une altitude voisine de 295 m

Entre le moulin St Joseph et son confluent avec la Loue, la Furieuse creuse son lit dans des alluvions récentes.

M. Piroutet (1920) y a reconnu les restes de deux terrasses : . l'une à 3 m au-dessus du niveau de la rivière
. l'autre à 5 ou 6 m

La terrasse basse se retrouve à la partie inférieure du cours de la Vache. Entre ces deux rivières, M. Piroutet (1920) a décrit une terrasse de 15 m de haut avec :

. une moitié supérieure constituée par des alluvions régulièrement disposées avec galets de taille moyenne et uniforme.

. une moitié inférieure à blocs arrondis et entassés pêle mêle, sans ordre de grosseur, correspondant à un régime torrentiel.

4°) Tufs U

Il en existe notamment près de la source du ruisseau de Ronchaux.

5°) Eboulis de pente E

Ils forment des cordons au pied des falaises de Jurassique moyen. Parfois, ils atteignent des épaisseurs relativement importantes et couvrent des surfaces considérables (NW de la Côte Chaude, pied du Mont Poupet).

La groise formée d'éboulis calibrés est assez fréquente. Elle se serait formée sous l'action du gel, pendant la période de froid sec contemporaine de la fonte des glaciers (M. Dreyfuss, N. Théobald, J. Thiébaut, 1962).

Ces éboulis calibrés ou non sont assez souvent cimentés par des dépôts calciteux ou argileux (carrière de la route de St Thiebaud).

*

** **

*

DEUXIEME PARTIE

T E C T O N I Q U E

-----oOo-----

Le secteur étudié (voir pl. I) comprend essentiellement les unités suivantes :

- Au Nord, le faisceau de Quingey, formant une longue bande plissée et faillée, de direction générale N-S, bordé à l'Est par la zone subtabulaire du plateau d'Ornans.

- Au Sud, une partie du faisceau salinois, de direction générale NE-SW, chevauchant les compartiments précédents.

L'étude tectonique sera divisée en deux chapitres :

- Description structurale
- Caractères morphologiques et évolution morphotectonique.

N.B. - Pour permettre au lecteur de se repérer facilement au cours de la description structurale, nous avons, dans la mesure du possible, donné un nom de lieu aux principaux éléments tectoniques (ex. : synclinal du Landet, faille de Bartherans, etc...)

Pour plus de précision, nous avons numéroté les failles de la façon suivante :

- failles d'effondrement et failles chevauchantes : F1 à F50
- failles de décrochement f 1 à f 15.

Ces numéros de failles sont reportés sur la carte structurale (pl. 11 à 13) ainsi que sur le schéma tectonique qui fait partie du dossier. La trace des coupes géologiques (pl. 7 à 10) est aussi reportée sur la carte structurale et sur le schéma tectonique.

Chapitre I - DESCRIPTION STRUCTURALE

I - LE FAISCEAU DE QUINGEY ET LA BORDURE OUEST DU PLATEAU D'ORNANS

La présence de la Grande faille chevauchante F 20 permet de distinguer :

- un compartiment situé à l'Ouest de cette faille, et caractérisé par l'affleurement du Jurassique supérieur affecté de failles subverticales et de plis de direction générale N-S à N-NE - S-SW.

- un compartiment Est formé par un ensemble anticlinal chevauchant et caractérisé par l'affleurement du Jurassique moyen au Nord et de l'ensemble marneux triasico-liasique au Sud.

- Enfin, à l'Est de cet anticlinal, se situe la zone subtabulaire du plateau d'Ornans, affectée de quelques plis peu prononcés et de failles verticales à faible rejet de direction le plus souvent N-S.

A - LE COMPARTIMENT OUEST DU FAISCEAU DE QUINGEY

La structure générale de ce compartiment est caractérisée par la présence de 3 unités tectoniques que nous décrirons successivement, et qui sont d'Ouest en Est :

- un vaste synclinal à grand rayon de courbure: "synclinal de Pessans - La Chapelle"

- une zone anticlinale "Anticlinal du Bois de Sous Pierre" (P. Celet,1955)

- le flanc Ouest d'un synclinal chevauché : "synclinal du Bois de Buhin".

a) Le synclinal de Pessans-la Chapelle (pl. 4, 5,6, 11, 12)

1°) Vue d'ensemble

Ce synclinal s'étend sur toute la longueur du faisceau de Quingey, soit environ 18 km.

Le "synclinal de Montgardot" (J.B. Siri, 1964) le relaie au Nord et se poursuit sur 5 km de Chouzelot au Moulin Caillet.

. Le "synclinal de Montgardot" très accentué au Nord où il est chevauché par l'anticlinal de Vorges (voir pl. 1) s'amortit considérablement au niveau de Chouzelot (J.B. Siri, 1964).

. Au niveau de Quingey, le "synclinal de Pessans - La Chapelle prend en relais le "synclinal de Montgardot", et jusque vers Rennes sur Loue se présente sous l'aspect d'un vaste pli à grand rayon de courbure.

Le synclinal dont l'axe est situé légèrement à l'Est de la Loue s'ennoie progressivement vers le Sud jusqu'au niveau de Pessans :

- Au Sud de Quingey, sous la plaine alluviale, le fond du synclinal est occupé par l'Oxfordien

- Au niveau de Lavans-les-Quingey par l'Argovien

- A Pessans et jusqu'à Rennes-sur-Loue par le Séquanien.

. De Rennes-sur-Loue à Onay, l'axe du synclinal se relève en même temps que la structure se complique par la présence de failles et de plis annexes.

. La région d'Onay correspond à une zone de "surélévation transversale" (définition de J. Goguel, 1952), f 2 étant un décrochement situé approximativement sur l'axe de cet "anticlinal transverse" (définition de A. Bonte, 1953).

. Au Sud du décrochement f 2, le synclinal dont l'axe est abaissé et décallé vers l'Ouest, s'ennoie à nouveau dans la direction de la cascade de la Pissouze.

2°) Les accidents qui affectent le synclinal

1 - Les failles F 11 et F 10 et les complications qu'elles apportent sur le flanc Est du synclinal (pl. 4 et 11)

+ La faille F 11, subverticale, à regard Est, a une direction générale N-S. D'une longueur de 14 km du Bois de Méhaut à Quingey, elle se poursuit vers le Nord (faille de Chouzelot de J.B. Siri, 1964) où elle devient chevauchante jusqu'à sa jonction avec la faille du Doubs. Dans notre secteur, elle longe le flanc Est du "synclinal de Pessans" jusqu'au Sud de Paroy où elle coupe l'axe de l'"anticlinal du Bois de Sous-Pierre". Son rejet est en général assez faible et variable :

. 30 m environ au niveau de la route Quingey-Courcelles
. 150 m à l'Est de St Renobert : contact Callovien-Séquanien
. 40 à 60 m plus au Sud : contact Séquanien-Kimméridgien

+ La faille F 10 a un rejet encore moins important et s'amortit sous la plaine alluviale puisqu'on ne la retrouve pas, plus au Sud. Nous avons pu la mettre en évidence à l'Est de Quingey grâce à des travaux de fondation. Elle met en contact les calcaires grumeleux de l'Argovien moyen avec les marnes bleues fossilifères de l'Oxfordien.

+ La région comprise entre les failles F 10 et F 11 (coupe 1) a une allure synclinale. Ce pli se poursuit et s'accentue plus au Nord (synclinal de Montgardot, J.B. Siri, 1964). Il prend en relais le "synclinal de Pessans" qui se termine au niveau de Quingey, sous la plaine alluviale. L'axe de l'extrêmité Sud du "synclinal de Montgardot"apparait dans notre secteur, au niveau des calcaires du Rauracien en bordure de la route D. 101 de Quingey à Courcelles. Cet axe se relève rapidement vers le Sud où nous avons une terminaison périsynclinale au niveau de l'Oxfordien.

+ La coupe E-W (n° 2) faite plus au Sud au niveau de St Renobert montre :

. la disparition de la faille F 10 et du synclinal de Montgardot
. le fort rejet de F 11 à ce niveau : contact Callovien-Séquanien
. l'accentuation des pendages du flanc Est du synclinal de Pessans au niveau de F 11 (30 à 40°).

+ Plus au Sud (coupes 3 à 9), les pendages du flanc Est du synclinal de Pessans diminuent (10 à20°) en même temps que le rejet de F 11. L'axe du synclinal se rapproche de F 11 au niveau de Pessans puis prend une direction N-NE - S - SW de Pessans à Rennes-sur-Loue.

2 - Les failles et les plis qui affectent le synclinal, de Rennes-sur-Loue à Onay (pl. 5,6, 11)

De Rennes-sur-Loue à Grange de Chenèvre

+ La faille F 1 qui se suit de "La Chapelle" jusqu'à l'Ouest de Grange-de-Chenèvre, c'est à dire sur environ 1,500 km, met successivement en contact du Nord au Sud :

. Le Kimméridgien et le Séquanien
. Le Séquanien et le Rauracien
. Le Rauracien et l'Argovien.

Son rejet est donc faible, mais des miroirs de faille en général subverticaux ou légèrement inclinés vers l'Ouest, ainsi que des broyages sont visibles tout le long de son tracé.

D'autre part, l'importance de F 1 est non négligeable car elle souligne l'emplacement d'une petite ride anticlinale, qui permet de distinguer au niveau de La Chapelle et plus au Sud deux petits synclinaux séparés par la faille F 1.

Ainsi, une coupe faite au niveau de la Scierie-tournerie de La Chapelle permet d'observer d'Ouest en Est :

. le fond d'un synclinal occupé par du Kimméridgien dont les bancs se redressent au niveau de F 1 : "synclinal de la Scierie-Tournerie de La Chapelle"

. la faille F 1 marquée par des broyages et un brusque changement de pendages

. le Rauracien supérieur pendant vers l'Est, puis le Séquanien subhorizontal qui occupe le fond du "synclinal de La Chapelle".

Cette même structure se retrouve de part et d'autre de F 1 jusqu'au "décrochement de Grange de Chenèvre" (f 1) qui met en contact l'Argovien du "synclinal de la Scierie-Tournerie de La Chapelle" et le Bathonien du flanc Est de l'"anticlinal de St Benoit".

De Grange-de-Chenèvre à Onay

La faille F 1 et le "synclinal de la Scierie-tournerie de La Chapelle" ne se retrouvent pas d'une façon nette au Sud du décrochement de Grange-de-Chenèvre.

Ainsi, une coupe W-E passant par St Benoit montre deux flexures successives. De l'Ouest à l'Est :

. Au niveau de la Furieuse, le Lias forme le coeur de l'"anticlinal de St Benoit (Machuron, 1961)

. L'Aalénien calcaire et le Bajocien, laminés et broyés, pendent de 50 à 70° vers l'Est.

. Le Bathonien possède d'abord les mêmes pendages, mais qui diminuent rapidement pour devenir subhorizontaux dans les prés situés au Nord d'Onay.

. Au niveau du réservoir d'eau d'Onay, les couches du Bathonien subissent une nouvelle flexure et la coupe montre alors la série laminée du Callovien au Rauracien pendant de 50 à 70° vers l'Est.

. Le pendage diminue puis devient nul au niveau du Séquanien qui occupe là, le fond du "synclinal de La Chapelle".

La structure de cette région est ainsi peu différente de celle qui a été observée au niveau de La Chapelle : la zone de Bathonien subhorizontal située entre les deux flexures représente la terminaison du "synclinal de la Scierie de La Chapelle" dont l'axe s'est brusquement relevé au niveau du décrochement de Grange de Chenèvre ; quant à la flexure qui affecte les couches laminées du Bathonien au Rauracien, elle représente la manifestation du même accident tectonique que la faille F 1, qui d'accident cassant au Sud est devenue ici déformation souple.

3 - L'Anticlinal transverse d'Onay et le décrochement f 2

Dans la région située au Nord d'Onay, nous avons vu que l'axe du synclinal de La Chapelle se relevait jusqu'au décrochement f 2. Il en va de même de l'axe de l'anticlinal du Bois de Sous Pierre.

Par contre, dans la région située au Sud d'Onay, les plis s'ennoient vers le S-SW.

Nous avons donc au niveau d'Onay une zone de surélévation transversale orientée du SW vers le NE et le décrochement d'Onay (f 2) se situe approximativement sur l'axe de l'anticlinal transverse ainsi formé.

4 - La région située au Sud d'Onay (pl. 6 et 12)

Les failles

+ La faille F 2 bien visible à la sortie du village d'Onay quand on prend la direction de Salins a un faible rejet. Son tracé peut cependant être vérifié facilement :

- par les photos aériennes (dénivellation brusque)
- sur le terrain . par la présence de broyages
  . par des différences de pendages : le compartiment situé à l'Ouest de F 2 ayant des pendages de 50 à 70° vers l'Est, tandis que le compartiment Est est subhorizontal.

+ La micropincée de la Pissouze F 3 (A. Caire, 1955 d) est bien visible près de la jonction des routes nationales N.P. 72 et N. 467. Il s'agit là d'un accident qui correspond très exactement à la définition d'une pincée (L. Glangeaud, 1944) "étroite zone effondrée et plissée encadrée par deux compartiments peu ou pas plissés".

La micropincée est large ici d'environ 4 m et est entièrement formée de calcaire microgranulaire semblable à celui du Kimméridgien, très broyé et plissé, les fissures étant remplies le plus souvent par de la calcite hyaline. A. Caire (1955 d) signale aussi des stries de frictions horizontales et grossièrement parallèles à la direction d'allongement de la pincée.

Les compartiments qui encadrent la pincée sont formés par du Kimméridgien inférieur subhorizontal ; le banc à cailloux noirs du Ptérocérien est notamment visible au pied de la Cascade de la Pissouze.

La micropincée qui a une direction N-NE - S-SW est encore visible nettement dans la falaise rocheuse située au Sud de la Furieuse et très atténuée dans la voie de chemin de fer Salins - Mouchard. Elle se suit assez facilement vers le N-NE sur une distance d'environ 200 m. Au delà, la végétation interdit bientôt toute observation.

+ La faille F 4 est à peu près parallèle à la micropincée. Son rejet est très faible. Elle se voit bien dans la tranchée du chemin de fer Salins-Mouchard à l'extrêmité Ouest du viaduc, où elle est bordée sur sa lèvre orientale d'un étroit crochon. Cette disposition pourrait représenter un intermédiaire dans l'évolution des failles du voussoir de Quingey vers des accidents du type de la micropincée (A. Caire, 1955 d).

+ La faille F 5 a un rejet relativement beaucoup plus important. Au Sud du Bois de la Côte de Méhaut elle met en contact le Kimméridgien subhorizontal et la série du Kimméridgien au Crétacé inférieur pendant de 30 à 50° vers l'W-SW. Son rejet va en diminuant vers le Sud et au niveau de la voie de chemin de fer Salins-Mouchard, elle met en contact des niveaux assez voisins du Kimméridgien.

La structure générale de la région située au Sud d'Onay (pl. 12)

- La région comprise entre la Furieuse et F 2 est constituée par la série de l'Argovien au Kimméridgien de 40 à 70° vers l'Est.

- A l'Est de F 2, le Kimméridgien est subhorizontal, puis dans le Bois de la Côte de Méhaut il se redresse ; le Séquanien affleure alors avec des pendages de 20 à 40° vers l'Ouest.

Nous avons donc là le prolongement du "syhclinal de La Chapelle" dont l'axe est décallé vers l'Ouest par le décrochement d'Onay.

- A l'Est de F 5, la série du Kimméridgien inférieur au Crétacé inférieur pendant de 30 à 50° vers l'W-SW constitue le flanc Ouest de l'"anticlinal du Bois de Sous Pierre"

b) L'anticlinal du Bois de Sous Pierre

1°) Vue d'ensemble

L'"anticlinal du Bois de Sous Pierre" fait suite à l'Est au synclinal de La Chapelle. Sa structure est particulièrement nette dans la coupe de la route D. 261 de La Chapelle à Ivrey (P. Celet, 1955).

Il est affecté par des failles subverticales de direction générale N - S à N-NE - S-SW.

- Au Sud de la D. 261 l'axe de l'anticlinal se relève et culmine au NE d'Onay dans la côte de Méhaut (voir carte structurale).

De là, l'anticlinal s'ennoie sous le lambeau de Jurassique moyen situé à l'Ouest de St Thiébaud, dans la direction de la demi-fenêtre de Jurassique supérieur d'Arelle où la structure est compliquée par les failles F 6 à F 9.

- Au Nord de la route La Chapelle - Ivrey, l'anticlinal est coupé par la faille F 11 et s'ennoie progressivement jusqu'aux accidents F 14 et F 15.

- Nous nous trouvons alors dans une zone effondrée entre les failles F 11 et F 17, qui n'a pas une structure bien définie :

La coupe de la route D. 15 de Quingey à Pointvillers montre d'Ouest en Est :

. Le Séquanien inférieur du flanc Est du synclinal de Pessans pendant légèrement vers l'Ouest

. La faille F 11 puis le Séquanien supérieur et le Kimméridgien pendant de 10 à 20° vers l'E-SE jusqu'à la faille F 17.

Plus au Nord, la structure de cette zone effondrée se complique par la présence des failles F 15 et F 16.

La coupe de la route D. 101 de Quingey à Courcelles (coupe 1) permet de voir légèrement à l'Est de la faille F 11 une charnière synclinale qui peut représenter la suite du "synclinal de Chouzelot" (J.B. Siri, 1964). Ce synclinal bien marqué au Nord où J.B. Siri signale des pendages de 40 à 55° s'amortit donc dans notre secteur où les pendages sont de l'ordre de 10 à 20° de part et d'autre de la charnière.

La suite de la coupe permet de suivre les bancs de l'Argovien, pendant de 10 à 20° vers l'W-SW jusqu'à la faille F 15.

A l'Est de F 15, l'Argovien puis le Rauracien pendent de 15 à 20° vers le SE jusqu'à F 16.

La faille F 15 se situe donc sur l'axe d'un anticlinal qui peut être l'"équivalent structural de l'anticlinal du Bois de Sous Pierre" amorti et cassé entre les failles d'effondrement F 11 et F 17.

- Signalons enfin, qu'au Nord de la zone effondrée du Bois des Routes (J.B. Siri, 1964) la faille de Chouzelot devient chevauchante et l'"anticlinal de Vorges - Les Pins" représente l'équivalent structural de celui du Bois de Sous Pierre.

En résumé, nous avons du Sud au Nord :

- l'anticlinal du Bois de Sous Pierre

- une zone effondrée entre les failles F 11 et F 17, dans laquelle la structure est mal définie et compliquée par la présence de plis locaux et de failles d'effondrement.

- l'anticlinal chevauchant de Vorges-les-Pins au Nord (secteur J.B. Siri)

2°) Les accidents qui affectent cette région

1 - Les failles et la structure de la "demi-fenêtre d'Arelle" (voir pl. 6 -12)

+ F 6 est une faille verticale, à regard Est, qui se suit sur environ 1 km depuis la voie de chemin de fer Salins-Mouchard jusqu'à la faille chevauchante du faisceau de Quingey. Son rejet est de 30 m environ et elle n'altère pas la structure générale. L'axe de l'anticlinal du Bois de Sous Pierre peut se situer ici entre F 6 et F 7. En effet, dans la "Pâture des Tappes" le Kimméridgien qui pendait vers l'W-SW, devient horizontal à l'Est de F 6, puis pend de 15° vers l'E-SE au voisinage de F 7.

+ F 7 est une faille orientée du S-SW vers le N-NE, verticale, à regard Est, son rejet est faible : 20 à 40 m environ.

Au Nord du chevauchement de St Thiebaud, nous avons suivi dans le Kimméridgien de la Côte de Méhaut une faille NS qui présente les mêmes caractères. Nous l'avons suivie au N jusqu'au niveau des falaises qui bordent la vallée de l'Oubi. Cet accident peut être relié à F 7 et se poursuivre sous le lambeau de la Côte de Méhaut dans le Jurassique supérieur qui forme le substratum du chevauchement (pl. 12).

+ F 8 est une faille verticale, de direction SW-NE, à regard Ouest. Elle est bien repérable dans les falaises de Kimméridgien du bloc d'Arelle . Son rejet est faible et elle passe au NE sous le chevauchement du faisceau de Quingey.

+ F 9 est une faille verticale, à regard Est et à très faible rejet. Elle est orientée NS.

Il est à noter que d'autres failles intéressent encore ce compartiment, mais la monotonie des faciès du Kimméridgien et le faible rejet de ces accidents ne permettent pas de les suivre avec précision. Comme, par ailleurs ces accidents n'altèrent que très peu la structure générale de la région, nous n'avons figuré sur la carte que les failles ci-dessus qui sont les plus visibles.

2 - La faille F 17 (pl. 4, 5, 11, 12) est un des accidents majeur de la région étudiée.

Elle se suit sur environ 15 km depuis la région située au NE de Chouzelot (J.B. Siri, 1964) jusqu'à l'Ouest d'Ivrey où elle disparait sous le chevauchement.

Elle a une direction générale NS et les miroirs visibles sur son parcours sont toujours subverticaux ou légèrement inclinés vers l'Ouest.

Le compartiment situé à l'Ouest de cette faille est effondré et le rejet est variable mais partout important.

- 250 m au Nord, au niveau de la route D. 101 joignant Quingey à Courcelles, où F 17 met en contact le Séquanien et la Grande Oolithe.

- De là, le rejet va en diminuant vers le Sud. Il est cependant encore de 70 à 80 m à l'Ouest de Pointvillers.

- Au Sud de la jonction des failles F 17 et F 18, le rejet redevient brusquement très important: 230 m sur la route D.15 joignant Brères à Ronchaux (contact Kimméridgien - Callovien) et il reste du même ordre jusqu'au Sud de la route D. 3 joignant La Chapelle à By, c'est à dire sur une distance d'environ 6 km.

- Au Sud du "Bois du Goulet" le compartiment situé à l'Est de F 17 s'abaisse sensiblement et le rejet n'atteint plus que 50 m environ.

- Par contre, au niveau de la route D. 261 joignant La Chapelle à Ivrey, le rejet est à nouveau de près de 200 m : contact Portlandien - Séquanien. Il restera identique jusqu'à la disparition de F 17 sous la faille chevauchante du faisceau de Quingey. Ce rejet important permet de penser que la faille F 17 se poursuit très loin dans le Jurassique supérieur situé sous le compartiment chevauchant.

- Il est à noter par ailleurs, une légère modification que nous avons apportée au tracé de F 17 dans sa partie située à l'Ouest d'Ivrey. P. Celet (1955) dans sa description de la coupe

de La Chapelle à Ivrey, fait passer cet accident au niveau de la profonde dépression appelée "Raie des Pendants". Il est fort probable qu'il existe en effet à ce niveau une petite faille (F 12b) satellite de F 17 qui expliquerait les broyages et les pendages parfois abhérents qui affectent le Kimméridgien à ce niveau, mais l'accident principal F 17 passe nettement plus à l'Est.

Nous avons trouvé, notamment dans le talus qui borde la route à l'Est de la "Raie des Pendants", des plaquettes du Portlandien pendant de 40 à 60° vers l'E-SE. Des affleurements de ces mêmes plaquettes se retrouvent au fond de la vallée de l'Oubi et se prolongent sur 200 m environ à l'Est de la "Raie des Pendants". Ce Portlandien semble superposé normalement au Virgulien du flanc Est de l'anticlinal du Bois de Sous Pierre et il ne semble pas qu'il y ait lieu de placer un accident important au niveau de la dépression des Pendants.

La faille principale F 17 passe environ 200 m plus à l'Est et met en contact les plaquettes portlandiennes inclinées d'environ 50° vers l'E-SE et les calcaires compacts du Séquanien, broyés et fortement inclinés vers le SW.

3 - Les failles satellites de F 17

Les failles du Bois des Routes (pl. 4 et 11)

+ F 15 a une extension géographique limitée à 3 km entre la faille de Chouzelot qu'elle rejoint au même niveau que F 17 (J.B. Siri, 1964) et le Bois de Bourouse où elle s'amortit dans le Séquanien et le Kimméridgien.

Le compartiment Est est effondré. Le rejet est assez faible et augmente du Sud au Nord. Il atteint 30 à 40 m au niveau de la route D.101 et 80 m plus au Nord.

+ F 16 et la "Pincée du Bois des Routes (J.B.Siri, 1964). F 16 est une faille à regard Est nette sur environ 500 m au Nord de son raccord à F 17 au niveau de la "Ferme des Routes". Elle est bien visible en bordure de la route D.101 où elle met en contact l'Argovo-Rauracien pendant de 5 à 20° vers le SE et une lanière de Séquanien inférieur et moyen effondrée et broyée entre les failles F 16 et F 17, que J.B. Siri a appelée "Pincée du Bois des Routes".

La coupe de la route D.15 de Brères à Ronchaux montre à l'Est de F 11 une série de failles qui affectent le Jurassique supérieur (pl. 5).

+ F 13 et F 14 sont des failles assez semblables, à peu près parallèles et de direction N-NE - S-SW. Leur extension géographique est limitée à 1 km. Elles sont toutes deux à regard Est et leur rejet est faible.

Au niveau de la route D.15 :

- F 13 met en contact le Séquanien supérieur subhorizontal et les calcaires compacts du Ptérocérien moyen pendant de 40° vers l'W-NW. Son rejet est là d'environ 40 m.

- F 14 met en contact le Ptérocérien inférieur pendant de 40° vers l'W-NW et le Virgulien pendant de 20 à 30° vers l'E-SE. Son rejet est donc voisin de 40 à 50 m.

+ F 18 est une faille à rejet important qui se détache de F 17 au niveau de Pointvillers et se suit vers le Sud sur environ 3 km avant de s'amortir dans le Séquanien au lieu-dit "Au Troubleau".

Elle met en contact au niveau de la route D.15, à l'Ouest de Ronchaux, l'Argovien inférieur à l'Ouest et le Séquanien supérieur à l'Est. Elle a donc un regard Est et son rejet est ici de l'ordre de 150 m. F 18 reste parallèle à F 17 sur tout son parcours, et la longue bande de 100 à 200 m de large située entre ces 2 failles est nettement surélevée par rapport aux deux compartiments effondrés qui l'encadrent.

c) La bordure Est du compartiment chevauché

1°) Le synclinal du Bois de Buhin (J.B. Siri, 1964) (pl. 4 et 11)

Une structure synclinale est visible en bordure du compartiment chevauché sur environ 3 km, du "Bois de Buhin" au Nord jusqu'au décrochement de Montfort au Sud, où l'axe du synclinal, approximativement parallèle à F 20, disparait sous le chevauchement.

Le flanc NW du synclinal montre toute la série du Bajocien oolithique au Séquanien, pendant de 15 à 20° vers l'E-SE, sauf au contact de la faille F 17 où les pendages peuvent atteindre localement 50 à 60°.

Au niveau du Bois de Buhin, les pendages s'amortissent dans le Séquanien et deviennent subhorizontaux dans toute la

région située au Sud de Pointvillers entre les failles F 18 et F 20, sauf en bordure de la faille F 18 où les pendages peuvent atteindre 50° vers l'Est.

Un peu au Nord, du décrochement de Montfort, des tranchées d'adduction d'eau nous ont permis de voir des bancs de Séquanien, pendant de 50° environ vers l'W-NW et constituant le flanc Est du synclinal chevauché du Bois de Buhin.

2°) La région subtabulaire de Montfort-Ronchaux (pl.5-11)

Au Sud du décrochement de Montfort, la région comprise entre F 18 et la faille chevauchante est occupée par du Séquanien et ne présente pas une structure bien nette. Les pendages de 20 à 50° E, en bordure de F 18, sont partout ailleurs subhorizontaux ou de quelques degrés vers l'Est. Il est cependant fort probable que le synclinal du Bois de Buhin se retrouve sous le chevauchement comme nous l'avons représenté sur les coupes n° 6 à 12 ; les écailles de Montfort et du "Bois le Crot" représenteraient alors le flanc Est renversé du synclinal.

3°) Le monoclinal du "Bois du Tallet" (pl. 5-11)

Au lieu-dit "Au Troubleau" la faille F 18 s'amortit dans le Séquanien et la région comprise entre F 17 et le chevauchement est alors représentée par un monoclinal pendant de 30 à 50° vers l'Est, et permettant d'observer la série du Callovien au Kimméridgien.

Cette structure se retrouve sur environ 4 km dans la direction du Sud, jusqu'au "Bois du Goulet".

4°) La région située à l'Ouest d'Ivrey ou "Pincée d'Ivrey" de P. Celet (1955).

Au Sud du "Bois du Goulet", la structure du compartiment situé entre F 17 et le chevauchement se complique. Nous avons là le compartiment que P. Celet (1955) a appelé "Pincée d'Ivrey".

La structure de cette région est particulièrement bien visible dans la coupe de la route D. 261 joignant La Chapelle à Ivrey.

Nous avons discuté précédemment de l'emplacement de la faille F 17 qui met en contact le Portlandien du compartiment Ouest et le Séquanien à l'Est. La suite de la coupe de la route d'Ivrey permet d'observer à l'Est de F 17 :

- le Séquanien pendant de 30° vers l'E-NE

- le banc glauconieux marquant la limite Séquanien- Kimméridgien.

- Le Ptérocérien dont les couches deviennent horizontales puis se redressent brusquement pour pendre de 40 à 70° vers l'Ouest en bordure de la faille F 19.

- la faille F 19 mettant en contact le Kimméridgien à l'Ouest et le Séquanien à l'Est.

- le Séquanien puis le Kimméridgien pendant de 60 à 80° vers l'Est.

- La faille chevauchante en bordure de laquelle le calcaire microgranulaire du Kimméridgien est broyé et laminé. Un miroir de cette faille visible environ 200 m au NW d'Ivrey, quelques mètres à l'Ouest du conglomérat signalé par P. Celet, montre une surface rubéfiée, des stries orientées E-SE - W-NW, et un pendage de 15° environ vers l'Est.

En s'en tenant strictement à la définition de L. Glangeaud (1945), il ne s'agit pas là d'une pincée. En effet, la description précédente montre que ce compartiment de Jurassique supérieur est bien plissé et faillé, mais il n'est pas effondré entre deux failles :

- au niveau de F 17, c'est le compartiment situé à l'Ouest de cet accident qui est très nettement affaissé : contact Portlandien - Séquanien

- à l'Est, la faille F 20 est chevauchante et amène le Trias et le Lias en recouvrement sur le Jurassique supérieur.

B - LE COMPARTIMENT CHEVAUCHANT DU FAISCEAU DE QUINGEY ET LA BORDURE OCCIDENTALE DU PLATEAU D'ORNANS

Pour simplifier l'étude structurale de cette région à l'Est de la faille chevauchante F 20, nous distinguerons :

- un secteur situé au Nord d'Ivrey et caractérisé par l'affleurement du Jurassique moyen plissé et faillé

- un secteur Sud : "Région d'Ivrey - St Thiébaud, caractérisé par l'affleurement des marnes liasiques et triasiques, et dans lequel les manifestations du chevauchement sont considérablement accentuées.

a) Le Secteur Nord (pl. 4, 5, 11, coupes 1 à 13)

Nous pouvons y distinguer deux grands ensembles structuraux :

- la bordure occidentale du plateau d'Ornans, région subtabulaire avec cependant ; . quelques plis peu prononcés,
synclinal du Bois de Crète
. des accidents du type cassant :
faille du Champ Maréchal F 37
faille du Bois de Chênaie F 38

- un compartiment plissé, faillé et chevauchant dans lequel nous étudierons successivement du SE au NW :
. l'effondrement directionnel du Grand Champier
. l'anticlinal du Bois Recorne
. le réseau de failles de Goux-sous-Landet prolongé vers le SW par l'effondrement de Grange Beaujard
. l'anticlinal du Bois du Landet
. la bordure du chevauchement.

Ce compartiment est caractérisé par la présence de nombreuses failles, parmi lesquelles :

. des failles de direction générale N-NE - S-SW
failles de la bordure du chevauchement F 20 à F 28
failles d'effondrement de Goux-sous-Landet, Grange Beaujard et du Grand Champier F 29 à F 35
faille de Bartherans F 36, marquant la limite occidentale du plateau d'Ornans

. des failles de décrochement de direction générale E-SE - W-NW : f 3 à f 12.

1°) La bordure occidentale du plateau d'Ornans

- La limite entre la zone plissée du faisceau de Quingey et la région subtabulaire du plateau d'Ornans est assez facile à définir dans notre secteur :

. au Nord, de Grange de Battant à Bartherans, elle est marquée par une zone de relief bordée de failles (réseau de failles de Goux-sous-Landet et faille de Bartherans).

. au Sud, le flanc Est de l'anticlinal du Bois Recorne est beaucoup moins accidenté, mais forme une zone de relief, bien nette

. à l'Est de la dépression d'Ivrey, le plateau d'Ornans se poursuit dans les Bois du Lézinet et de Riante et sa surface topographique s'élève progressivement dans la direction du Mont Poupet.

- La tectonique de cette zone de plateau est marquée par la présence d'une légère ondulation synclinale : "synclinal du Bois de Crête", et d'accidents du type cassant : "faille du Champ Maréchal" F 37 et "faille du Bois de Chênaie" F 38.

1 - La région de Goux-sous-Landet à Bartherans est une zone subtabulaire dans laquelle la série du Bathonien au Séquanien est représentée du Nord au Sud. Les pendages qui peuvent atteindre 30 à 50° Est en bordure des failles F 33 et F 36 sont partout ailleurs de l'ordre de 5 à 10° et sont dirigés le plus souvent : . vers le SE dans la région de Goux-sous-Landet
. vers l'E-NE dans la région de Bartherans

2 - Le synclinal du Bois de Crête

Pli peu prononcé, il est cependant bien visible sur la carte au niveau des Bois de Bo vier et de Chênaie, à l'Ouest de la faille F 38. Son axe est orienté S-SW - N-NE et suit approximativement le sommet du Bois de Crête.

Les pendages de l'ordre de 10 à 15° de part et d'autre de l'axe, augmentent assez rapidement sur le flanc Ouest où toute la série de l'Oxfordien au Bajocien est représentée.

Il est à coeur Argovien et son flanc Est ramène en bordure de la faille F 38 l'Oxfordien et le Callovien.

La même disposition se retrouve plus au Sud à l'Est de F 38 : le coeur du synclinal est alors occupé, dans le "Bois du Roucheret" par le Bathonien.

3 - La faille du Champ Maréchal F 37

Orientée N-NE - S-SW, elle est visible dans notre secteur sur environ 2 km.

Son rejet est assez faible :

. de l'ordre de 70 m à l'Est de Bartherans où elle met en contact l'Argovien à l'Ouest et le Séquanien à l'Est.

. très faible au NE , à la limite de la feuille, où des miroirs de faille et des broyages soulignent la présence de cet accident entre les calcaires oolithiques du Rauracien pendant de 15° vers l'W-NW et les calcaires compacts du Séquanien pendant de 20° vers l'E.

Elle s'amortit vers le Sud dans l'Argovien du lieu-dit "Les Chausselles".

4 - La faille du Bois de Chênaie F 38

Elle est visible dans notre secteur sur environ 2,5 km depuis la dépression d'Ivrey, jusque dans le Bois de Chênaie.

Elle est orientée S-SW - N-NE.

Son rejet est faible, de l'ordre de 20 à 30 m au Sud et va en augmentant vers le Nord où il atteint 50 m.

2°) Le compartiment plissé, faillé et chevauchant du faisceau de Quingey

Entre la grande faille chevauchante (F 20) du faisceau de Quingey et la zone du plateau d'Ornans, cette région à tectonique complexe, d'une largeur moyenne de 2 km, s'étend sur une longueur de 14 km.

Nous étudierons successivement les différentes unités structurales de ce compartiment en allant du SE au NW.

1 - L'effondrement directionnel du Grand Champier (pl.5,6,11,13)

Cet effondrement signalé et décrit par P. Celet (1955) est bien visible dans la falaise qui domine au Nord la dépression d'Ivrey.

La coupe de cette falaise montre de l'Ouest à l'Est :

- la faille chevauchante F 20 qui superpose les calcaires roux ferrugineux de l'Aalénien aux calcaires blanchâtres du Jurassique supérieur.

- les failles du Grand Champier (F 34) et du Bois des Rappes (F 35) qui encadrent une barre de calcaire blanchâtre appartenant au Bathonien, de 300 m environ de largeur.

- Enfin, à l'Est de la faille du Bois des Rappes, les calcaires gris du Bajocien pendent vers le NE.

Le compartiment affaissé entre les failles F 34 et F 35 constitue l'"effondrement directionnel du Grand Champier (P.Celet, 1955), qui se poursuit vers le N-NE sur environ 4 km.

+ La faille du Bois des Rappes F 35 limite à l'Est cet effondrement. Sa direction générale est S-SW - N-NE.

A regard Ouest, son rejet de 80 à 100 m au niveau de la falaise d'Ivrey, reste identique sur environ 3 km, puis s'atténue vers le N-NE, où elle est coupée et décalée par 3 petits décrochements qui sont du Sud au Nord :

. le décrochement du Bois la Reloche f 10

. le décrochement du Bois le Pommier f 8

. le décrochement du Bois des Fassures f 7

La faille s'amortit dans le Bathonien au NE du décrochement du Bois des Fassures.

+ La faille du Grand Champier F34 limite à l'Ouest l'effondrement. Elle reste sensiblement parallèle à F 35.

A regard Est, son rejet est de l'ordre de 120 m au niveau de la falaise d'Ivrey. Il est encore plus important au niveau du chemin vicinal joignant By à Bartherans (contact Bathonien-Lias), puis il diminue vers le Nord.

Au Nord du décrochement du Bois la Reloche, la faille F 34 est décallée vers l'Est et son rejet diminue très sensiblement : contact Grande Oolithe - Bajocien à Entroques. Elle se suit encore sur environ 500 m vers le N-NE grâce à la présence de broyages et à la différence des pensages qui sont de 10° W sur sa lèvre occidentale, de 35 à 40° Est sur sa lèvre orientale.

2 - L'anticlinal du Bois Recorne

Au Nord du décrochement du Bois la Reloche, dans les bois Recorne, de la Chau et du Fay se situe un anticlinal à coeur de Bajocien à entroques.

Son axe a une direction générale N - S à N-NE-S-SW et dans le Bois du Fay, il se rapproche de la faille de Goux-sous-Landet (F 33).
Au Sud du décrochement du Bois la Reloche, l'axe de l'anticlinal se situe au niveau de la faille F 34. En effet, dans la région effondrée du Grand Champier, au lieu-dit "La Combe des Femmes", la faille F 34 met en contact le Bajocien à entroques de sa lèvre occidentale, pendant de 10 à 20° vers l'Ouest et la Grande Oolithe de sa lèvre occidentale pendant de 40 à 50° vers l'Est.

Le flanc Ouest est bien développé dans le Bois la Reloche où la série du Bajocien à entroques pend de 10 à 20° vers l'Ouest jusqu'à la faille F 29. Au Nord, dans le Bois de la Chau et dans le Bois du Fay, le flanc Ouest très réduit est bordé par le compartiment effondré de Grange Beaujard.

Le flanc Est, beaucoup mieux représenté est formé par la série du Bajocien à entroques à l'Oxfordien pendant de 20 à 40° vers l'Est. Il est limité à l'Est par la faille de Bartherans.

+ La faille de Bartherans F 36, de direction NS s'étend sur environ 3 km depuis la Combe de Barrue au Nord jusqu'au Champ de la Mare au Sud de Bartherans.

Le compartiment subtabulaire du plateau d'Ornans, situé à l'Est de cette faille est effondré par rapport au flanc Est de l'anticlinal du Bois Recorne.

Le rejet de l'ordre de 80 m au Nord (contact Oxfordien - Rauracien) diminue vers le Sud où la faille s'amortit dans le Bathonien à l'Est du Champ de la Mare.

3 - Le compartiment effondré de Grange Beaujard et de Goux-sous-Landet

Vue d'ensemble

Entre la faille de Goux-sous-Landet F 33 et la faille de Grange Beaujard F 29, se situe un compartiment effondré d'une largeur de 150 à 600 m et qui s'étend dans notre secteur sur une longueur d'environ 10 km depuis les "champs des Essarts" au NE de By, jusqu'à Grange de Battant. Cet effondrement se prolonge encore sur 4 km vers le Nord jusqu'aux "Champs Girard" (J.B. Siri, 1964).

Orienté du S-SW vers le N-NE des"Champs des Essarts" jusqu'au Sud de Goux-sous-Landet, le compartiment effondré prend une direction S-N au niveau de Palantine, puis reprend plus au Nord l'orientation classique des accidents du faisceau de Quingey S-SW - N-NE.

Large de 150 m à Grange Beaujard, le bande effondrée montre le Bathonien en position synclinale, les pendages étant le plus souvent très faibles.

Au Nord du Bois Recoup, la largeur de la bande augmente et les pendages, orientés là vers le E-NE, s'accentuent, amenant à l'affleurement la série du Bathonien au Séquanien.

A l'Est du Bois de la Côte d'Affois, se situe à l'intérieur de la bande effondrée, une zone plissée et faillée (F 39), amenant à l'affleurement l'Oxfordien au coeur d'un petit anticlinal local. Nous avons là, une véritable "pincée" : " zone effondrée,plissée et faillée entre deux compartiments peu ou pas plissés", qui sont : . le plateau d'Ornans
. le flanc Est de l'anticlinal du Landet.

Au Nord de Goux-sous-Landet, la largeur du compartiment effondré augmente et la tectonique prend un style cassant avec toute une série de failles d'effondrements : réseau de failles de Goux-sous-Landet,(J.B. Siri, 1964).

Failles - de Goux-sous-Landet F 33
- de Grange Beaujard F 29
- de Bois Chaguelle F 30
- du Souillet F 31
- des Echenayes F 32

Entre ces failles, les couches sont le plus souvent en disposition monoclinale.

Les failles

+ La faille de Grange Beaujard F 29 s'étend sur une longueur de 9 km depuis la région située à l'Est de By jusqu'à Grange de Battant au Nord.

Sa direction générale est N-NE-S-SW, mais son tracé subit de nombreuses inflexions vers l'Ouest, progressives ou brusques au niveau des décrochements f 5, f 6, f 9, f 10.

Les quelques rares miroirs de failles visibles, notamment dans le Bois de la Côte d'Affois et à l'Est du Bois de la Verpillière pendent toujours de 50 à 80° vers l'Est.

Elle a un regard Est et son rejet est partout important : 80 m aux Champs des Essarts
150 m à Grange Beaujard
près de 300 m au Bois de la Côte d'Affois
70 m à Grange de Battant.

+ La faille de Goux-sous-Landet F 33 s'étend dans notre secteur sur une longueur de 8 km depuis le décrochement des Trois Fontaines au Sud, jusqu'au niveau de Grange de Battant. Elle se poursuit vers le Nord, sur encore 4 km (J.B. Siri, 1964) jusqu'aux Champs Girard où d'accident cassant, elle devient déformation souple:"flexure de la Vieille Grange" (J.B. Siri, 1964).

Approximativement parallèle à F 29, son tracé montre des inflexions vers l'Ouest au niveau des décrochements du Bois Recoup et des Bernardes.

Les miroirs de faille observés sont subverticaux au Nord puis accusent un pendage vers l'Est dans la partie Sud.

Le regard de la faille est tourné vers l'Ouest et le rejet est variable : . 50 m au Bois de la Chau
. 80 à 100 m au Bois du Fay
. 30 à 60 m dans le Bois de la Verpillière
. 100 m et plus au Nord de Goux-sous-Landet

+ La faille du Bois Chaguelle F 30 (J.B.Siri,1964) Située entre les deux failles précédentes, elle s'étend sur environ 1 km et est orientée SW-NE.

Sun regard est tourné vers l'Est et son rejet voisin de 50 m.

+ Les failles du Souillet F 31, et des Echenayes F 32, (J.B. Siri, 1964). Elles ont une faible extension géographique dans notre secteur et des rejets très faibles.

Elles se prolongent et deviennent plus importantes vers le N-NE, délimitant entre elles une zone effondrée occupée par l'Oxfordien "pincée des Echenayes" (J.B. Siri, 1964)

Remarque : Dans ce compartiment effondré, la manifestation de la poussée tangentielle de direction E-SE - W-NW, est peu marquée au Nord : - style cassant et miroirs de faille subverticaux
- direction générale NS

De plus en plus prononcée vers le Sud et à l'Ouest de la faille de Bartherans

- direction générale N-NE - S-SW des failles F 29 et F 33 dont les miroirs pendent vers l'Est et dont le tracé montre toute une série d'inflexions vers l'Ouest.
- présence de décrochements orientés généralement de l'E-SE vers le N-NW et affectant ce compartiment effondré : décrochements . du Bois Recoup
. des Trois Fontaines
. du Bois la Reloche.

4 - L'anticlinal du Landet

Entre le compartiment effondré de Goux-sous-Landet et de Grange Beaujard, et la faille chevauchante F 20, se situe une zone de relief qui correspond à l'anticlinal du Landet.

- Son axe, orienté NS dans le Bois du Landet, vient en bordure de la faille d'effondrement F 29, au niveau de la route D.15 qui joint Pointvillers à Myon. Cet axe prend alors une direction générale N-NE - S-SW et se rapproche progressivement de la faille chevauchante F 20 grâce à toute une série de décrochements.

- L'anticlinal, bien marqué dans notre secteur se poursuit vers le Nord jusqu'au niveau de la Loue où J.B. Siri (1964) signale son amortissement et sa disparition.

- Dans le Bois du Landet le Bathonien, formant une surface structurale, recouvre les deux flancs de l'anticlinal, les pendages étant de l'ordre de 10 à 20° à l'Est , et ne dépassant pas 30° à l'Ouest.

- La remontée de l'axe de l'anticlinal fait apparaitre un coeur liasique à l'Est du décrochement de Montfort. Ce coeur liasique se suit vers le S-SW d'abord en bordure de la faille F 29, puis en bordure de la faille chevauchante à partir du décrochement des Trois Fontaines.

- Le flanc Est de l'anticlinal, très bien représenté dans la partie Nord est ensuite limité, par la faille d'effondrement F 29. A partir du décrochement des Trois Fontaines, il réapparait et les pendages y sont de :

. 20 à 30° vers l'Est au Nord du décrochement des Essarts
. 15 à 20° vers l'E-NE au Sud.

Le flanc Ouest de l'anticlinal possède des pendages de plus en plus forts du Nord au Sud. De l'ordre de 20 à 30° dans le Bois du Landet, ils sont de 45° dans le Bois Ninchau, à l'Est de Ronchaux, de 60 à 70° dans le Bois le Crot, à l'Ouest de Grange Beaujard. Au NW de By, des tranchées d'adduction d'eau nous ont permis d'observer, en bordure du chevauchement, l'Aalénien calcaire pendant de 30° environ vers l'Est et le Lias du coeur de l'anticlinal superposé à ce calcaire. Il se peut que nous ayons là le flanc Est de l'anticlinal en position inverse.

5 - La faille chevauchante F 20 et ses accidents satellites de Cessey à Ivrey

+ La faille chevauchante F 20 représente l'accident majeur du faisceau de Quingey. Longue de plus de 25 km, elle se suit depuis la région de Salins-les-Bains, jusqu'aux environs de Larnod où elle rejoint la grande faille du Doubs (voir pl. I).

DE direction générale N-NE - S-SW , elle présente dans la région où nous l'avons étudiée tous les caractères d'une faille chevauchante.

- contours courbes au Sud surtout
- pendages des miroirs : 20° vers l'Est à Ivrey
  50 à 70° vers l'Est à Cessey
- présence de décrochements qui n'affectent pas le Jurassique supérieur sous-jacent
- accidents satellites qui la bordent.

De Cessey jusqu'au niveau de By, elle met en contact le flanc Ouest de l'anticlinal du Landet formé par du Jurassique moyen et le flanc Ouest du synclinal chevauché du Bois de Buhin formé de Jurassique supérieur. De By jusqu'au NE d'Ivrey, c'est le flanc Est de l'anticlinal qui chevauche le Jurassique supérieur.

Les accidents satellites de F 20

La faille chevauchante F 20 est le plus souvent accompagnée d'une série d'accidents satellites qui sont :

- des failles parallèles à F 20
  . faille du Bois du Landet F 23
  . failles du Bois de Lahier F 26 et F 27

- des écailles ou "lambeaux de poussée" situées entre le compartiment chevauché et la faille chevauchante.
  Lambeaux de poussée - du Bois le Crot
  - de Montfort
  - de Cessey

- d'autre part toute une série de failles de décrochements affectent la bordure du compartiment chevauchant.

+ La faille du Bois du Landet F 23, parallèle à F 20, s'étend dans notre secteur sur environ 4 km depuis l'Est de Cessey jusqu'au niveau de la route D.15 où elle s'amortit dans le Bajocien. Ses miroirs ont des pendages de 50 à 80° vers l'Est notamment dans le Bois du Landet.

Son regard est tourné vers l'Ouest et son rejet de
. 80 m au Sud du décrochement du Bois de Buhin
. 20 à 50 m dans le Bois du Landet.
Le compartiment situé à l'Ouest de cette faille est donc effondré mais surtout basculé vers l'Ouest, les pendages étant d'environ 10 à 15° sur la lèvre Est, de 30 à 60° sur la lèvre Ouest.

Elle est décalée vers l'Ouest au Sud du décrochement du Bois de Buhin, en même temps que la faille chevauchante.

+ Les failles du Bois de Lahier F 26 et F 27.

- La faille F 27 se détache du décrochement des Bernardes et s'étend vers le NE sur environ 1 km. Elle est orientée du SW vers le NE. Son regard est tourné vers l'Est, et son rejet, de 100 m au niveau du décrochement des Bernardes, s'atténue vers le NE où la faille s'amortit dans les marnes du Lias.

- La faille F 26 longue d'environ 200 m, présente les mêmes caractères. Orientée S-SW - N-NE, son regard est tourné vers l'Est et son rejet d'environ 30 m.

+ Les accidents transversaux

Au nombre d'une dizaine depuis la région de Cessey, jusqu'au niveau d'Ivrey, ces failles dé coupent le compartiment chevauchant, sans modifier beaucoup sa structure.

Ce sont essentiellement des failles à rejet horizontal: des décrochements.

Du Nord au Sud :

- Le décrochement du Bois de Buhin f 3 a une direction E-W, le compartiment Sud est poussé vers l'Ouest par rapport au compartiment Nord et le rejet horizontal atteint une centaine de mètres en bordure de la faille chevauchante.

- Le décrochement de Montfort f 4 a la même direction E-W, Le compartiment Nord est poussé vers l'Ouest d'environ 50 m par rapport au compartiment Sud, si bien que la zone comprise entre f 3 et F 4 apparait comme poussée vers l'Ouest par rapport aux zones adjacentes.

- Le décrochement du Bois Recoup f 5 a la même direction et ne se prolonge pas jusqu'à la faille chevauchante. Bien visible au niveau de la faille de Grange Beaujard et de la falaise aalénienne du flanc Ouest de l'anticlinal du Landet, il décale le compartiment Nord de 30 à 50 m vers l'Ouest.

Une inflexion nette de la faille de Goux-sous-Landet au niveau du Bois Recoup correspond certainement à la même déformation.

- Le décrochement des Bernardes f 6 a une orientation SE-NW. le compartiment Nord est décalé vers l'Ouest d'environ 150 à 200 mètres. Le "lambeau de poussée du Bois le Crot", visible au Sud est recouvert au Nord de f 6 par le compartiment chevauchant (pl. 11).

- Le décrochement des Trois Fontaines f 9 a une direction E-SE - W-NW. Au niveau de la faille chevauchante, le compartiment Sud est poussé vers l'Ouest d'environ 100 m, si bien que la zone comprise entre F 6 et F 9 est en retrait par rapport aux zones adjacentes, ce qui permet à l'"écaille du Bois le Crot" d'affleurer.

Alors que le décrochement des Bernardes passait rapidement vers le SE à une déformation souple se traduisant par une inflexion des contours géologiques vers l'Ouest, le décrochement des Trois Fontaines se prolonge jusqu'au delà du Bathonien de la zone effondrée de Grange Beaujard.

- Le décrochement du Bois la Reloche f 10 a la même direction E-SE - W-NW et a une extension géographique encore plus grande : 1,500 km.

Le compartiment situé au Sud de f 10 est déplacé de 50 à 100 m vers l'W-NW par rapport au compartiment Nord.

Ce décrochement recoupe 4 failles longitudinales :
- . la faille chevauchante F 20
- . la faille de Grange Beaujard
- . la faille du Grand Champier
- . la faille du Bois des Rappes.

Au Nord du lieu-dit "La Combe des Femmes", dans le compartiment que nous avons appelé "Effondrement directionnel du Grand Champier", une zone broyée et un miroir de faille présentent des stries horizontales bien marquées qui matérialisent le passage du décrochement et témoignent d'un déplacement latéral.

- Le décrochement des Champs des Essarts f 11 a une direction SE-NW et une extension d'environ 500 m. Il déplace de 50 à 100 m le compartiment situé au SW par rapport au compartiment NE.

- Le décrochement d'Ivrey f 12 présente les mêmes caractères. Nous en reparlerons au cours de l'étude de la région d'Ivrey.

En conclusion à l'étude de ces accidents transversaux, il est intéressant de noter que :

- la direction des décrochements varie:E-W à SE-NW
- la plupart de ces décrochements n'ont pas une grande extension géographique et sont bien marqués en bordure du chevauchement ou sur le flanc Est de l'anticlinal (f 7, f 8)
- leur rejet horizontal est en général faible
- ils recoupent les failles longitudinales du compartiment chevauchant
- aucun d'entre eux ne se prolonge dans le Jurassique supérieur du compartiment chevauché.

+ Les lambeaux de poussée" situés en bordure du chevauchement.

Le contact entre le flanc occidental de l'anticlinal du Landet et le Jurassique supérieur du compartiment chevauchant se fait, soit directement, soit par l'intermédiaire d'un flanc de synclinal très tectonisé, qui correspond à un fragment du compartiment chevauché, arraché et poussé devant le chevauchement lors du mouvement vers l'E-NE.

Cette disposition rappelle celle que J.P. Cautru (1963) a observée dans le faisceau bisontin et en particulier dans la région de Vaire-le-Grand.

De telles formations répondent parfaitement à l'appellation de "lambeaux de poussée" telle que l'entend J. Goguel (1952) dans son traité de tectonique :

"... Le terme de lambeau de poussée désigne une écaille provenant du substratum d'un chevauchement et arrachée par celui-ci..."

- Le lambeau de poussée de Montfort.

. A la sortie du village de Montfort, la route D.15 se dirige vers l'Est : dans cette portion de route, se situe une petite falaise de Séquanien supérieur, subhorizontal.

. Nous avons ensuite un tournant aigu vers le Sud après lequel le bord Est de la route montre le Séquanien broyé, pendant vers l'Est jusqu'au virage suivant.

. Prenons alors le petit chemin forestier qui conduit au "Bois Ninchau", de direction NS, il tourne vers l'Est à environ 350 m de là ; c'est au niveau de ce tournant qu'apparaissent les calcaires à polypiers du Rauracien, superposés au Séquanien.

. Passons le tournant et nous entrons alors dans une longue bande de prés, entourée de bois : les calcaires grumeleux de l'Argovien (faciès de Quingey) y apparaissent, avec des pendages variables et le plus souvent subverticaux.

. Plus à l'Est encore, au delà de la faille chevauchante F 20, affleurent dans le Bois Ninchau, les calcaires du Bathonien puis du Bajocien, avec des pendages de 30 à 60° vers l'Ouest.

Nous avons ainsi traversé trois unités tectoniques :

. le compartiment chevauché, représenté par du Séquanien supérieur subhorizontal

. un "lambeau de poussée", limité à l'Ouest par la faille F 24, à l'Est paf la faille chevauchante F 20. Nous y trouvons la série, broyée et laminée, du Séquanien inférieur à l'Argovien, en position inverse. Le Rauracien n'y est pas visible partout d'où la présence de la faille d'étirement F 25.

. l'anticlinal chevauchant du Landet, limité à l'Ouest par la faille F 20.

La présence, un peu plus au Nord, d'un flanc Est de synclinal, très redressé en bordure du chevauchement (synclinal du Bois de Buhin) fait penser que ce lambeau de poussée représente le même flanc Est renversé et poussé en avant par le chevauchement.

- Le "lambeau de poussée" du Bois le Crot situé plus au Sud fait probablement partie de la même unité tectonique. Nous y observons la même disposition en série inverse, du Séquanien au Bathonien, l'ensemble du Rauracien au Callovien étant le plus souvent laminé.

- Le"lambeau de poussée" de la Picotte ou "extrusion de la Picotte" (J.B. Siri, 1964)

L'étude comparée du lambeau de poussée de Montford et de l'"extrusion"de la Picotte décrite par J.B. Siri, permet de penser que nous avons dans les deux cas, le même type d'accident tectonique. La seule différence vient du fait que la "faille d'arrachement" se situe plus en avant à "la Picotte".

Expliquons nous :

. Au niveau de Montfort, seul le flanc Est du synclinal du Bois de Buhin arraché au substratum du chevauchement, est renversé et poussé en avant : la faille d'arrachement F 24 se situe donc approximativement au niveau de la charnière synclinale (voir coupe 6).

. A la Picotte, le lambeau compris entre les failles F 21 et F 20 a la structure d'un synclinal à coeur bathonien (voir coupe 1). Nous pouvons garder ici, la même interprétation, mais l'arrachement s'est fait en avant de la charnière synclinale, peut-être grâce à la présence d'une faille préexistante. Les affleurements d'Aalénien, sur la bordure Est de la faille F 21, s'expliquent ainsi facilement : sous l'effet de la poussée tangentielle, l'Aalénien du flanc Ouest du synclinal a pu monter le long du plan incliné formé par la faille F 21, aidé en cela par le bourrage des marnes liasiques et triasiques sous jacentes.

La faille d'étirement F 22, située à l'intérieur même du lambeau ne fait que confirmer cette hypothèse.

Il semble donc que le terme d'"Extrusion", déjà discuté par M. Thiébaut lors de la soutenance de la thèse de J.B. Siri, puisse être remplacé par celui de "lambeau de poussée", ne serait-ce que par analogie avec ce que nous avons observé plus au Sud, en bordure de la même faille chevauchante.

b) Le compartiment chevauchant dans la région d'Ivrey - St Thiébaut

(voir planches 6 - 13 et coupes 14-15)

La falaise de Jurassique moyen qui domine la dépression d'Ivrey au Nord, marque une limite très nette tant au point de vue topographique qu'au point de vue géologique.

- Dans le secteur situé au Nord de cette falaise, le compartiment chevauchant était formé par du Jurassique moyen et la faille chevauchante présentait les caractères d'une faille-pli.

- Dans le secteur d'Ivrey - St Thiébaud, ce sont surtout les marnes du Lias et du Trias qui affleurent. Le chevauchement s'y accentue considérablement et s'étend beaucoup plus loin vers l'Ouest. Il prend les caractères d'un chevauchement épiglyptique recouvrant une surface d'érosion.

Pourtant, il ne semble pas y avoir entre ces deux secteurs d'accident transversal marqué par un fort rejet vertical. Par contre plusieurs indices permettent d'envisager la présence d'un décrochement qui peut présenter un fort rejet horizontal.

. au pied de la falaise de Jurassique moyen située au Nord du lieu-dit "Grande Vigne" :
+absence de l'Aalénien et d'une partie du Bajocien inférieur entre le Lias et le Jurassique moyen.
+présence de miroirs de faille de direction E-SE - W-NW et présentant des stries longitudinales.

. au Nord d'Ivrey :
+la faible distance entre la barre sinémurienne et l'Aalénien ne permet pas même en tenant compte des forts pendages de placer dans une coupe toute la série du Lias.

. enfin l'amplitude que prend le chevauchement dans la région d'Ivrey - St Thiébaud est un argument en faveur d'un décrochement entre les deux secteurs.

Nous avons essayé de retrouver au Sud de ce décrochement d'Ivrey les mêmes unités tectoniques mais décallées vers l'Ouest, que dans la falaise de Jurassique moyen située au Nord d'Ivrey. Rappelons d'abord la structure observée dans cette falaise. Nous y avions distingué depuis la faille du Bois de Chênaie (F 38) jusqu'à la faille chevauchante (F 20) trois compartiments :

. entre F 38 et F 35 un monoclinal de Jurassique moyen pendant vers le NE (flanc occidental du synclinal du Bois de Crête).

. entre F 35 et F 34, un compartiment effondré de Bathonien.

. entre F 34 et la faille chevauchante, le Bajocien pendant légèrement vers l'Est et chevauchant le Jurassique supérieur.

Nous allons voir que ces trois compartiments se retrouvent dans le secteur d'Ivrey - St Thiébaud avec de l'Est à l'Ouest :

- le monoclinal du Mont Poupet (P. Celet, 1955)

- une série d'écailles de Jurassique moyen en position inverse.

- un compartiment situé à l'Ouest de ces écailles et formé par une série du Trias au Lias inférieur dans la région de Combelle par du Jurassique moyen à l'Ouest de St Thiébaud.

1°) Le monoclinal du Mont Poupet (P. Celet, 1955)

Une coupe W-E au Sud d'Ivrey, montre à l'Est de l'écaille de Jurassique moyen, une série monoclinale pendant légèrement vers l'Est, ayant à sa base les marnes irisées du Keuper supérieur, à son sommet les calcaires du Jurassique moyen.

Cette même disposition se retrouve plus au Sud jusqu'au contact avec le Jurassique supérieur d'Arelle et deux très bon repères soulignent cette structure :

- la barre sinémurienne, subhorizontale ou à légers pendages vers l'Est, qui suit approximativement les courbes de niveau et décrit ainsi une vaste courbe qui englobe le village de St Thiébaud.

- le Jurassique moyen qui couronne la dépression marneuse d'Ivrey - St Thiébaud, et se dresse en une falaise importante à l'Est.

Deux failles affectent cette série monoclinale dans notre secteur :

. la faille de la Corne de St Thiébaud (F 39)
. la faille de la Combe d'Aval F 38*

D'autre part, des phénomènes de glissement importants se sont produits à la base de la falaise de Jurassique moyen.

+ La faille de la Corne de St Thiébaud F 39 est bien nette dans les pâtures situées au sommet de la falaise de Jurassique moyen. De direction S-SW - N-NE, elle se situe approximativement dans le prolongement de la faille qui borde à l'Est la "demi-fenêtre" d'Arelle . Le compartiment Est est légèrement affaissé par rapport au compartiment Ouest, le rejet ne dépassant pas 40 m.

+ La faille de la Combe d'Aval F 38* qui se situe dans la série marneuse du monoclinal a été mise en évidence en trois endroits :

- au Sud d'Ivrey où apparaissent deux barres sinémuriennes à des altitudes différentes
- au niveau de la Combe d'Aval où le Trias affleure sur le Sinémurien
- dans la falaise de Jurassique moyen.

Dans ces trois cas, le compartiment Est chevauche le compartiment Ouest : il est possible que la faille de la Combe d'Aval représente la suite de la faille du Bois de Chênaie F 38, poussée vers l'Ouest au Sud du décrochement d'Ivrey (voir planche 13).

+ Les phénomènes de glissement

Dans la région située à l'Est et au SE de St Thiébaud, des panneaux importants de Jurassique moyen, détachés de la falaise, sont venus former des "paquets glissés" sur les marnes du Lias. Il est probable que le panneau de Jurassique moyen sur lequel se situe le village de St Thiébaud ait la même origine.

Ces "paquets glissés" sont en général accompagnés d'éboulis importants notamment au Nord de la "Pâture Moulerand"

Les loupes de glissement sont aussi fréquentes dans les marnes sous jacentes.

D'autre part, dans les dépressions bordant le chevauchement, les marnes ont souvent glissé par gravité, recouvrant le Jurassique supérieur, notamment au Nord de la Pâture des Tappes et au niveau de la vallée de la Pissouze.

2°) Les écailles de Jurassique moyen en position inverse et la brèche située au NW d'Ivrey

Observation des affleurements

+ Ecaille d'Ivrey (voir coupe 14)

Au SW d'Ivrey (CL : x = 869,7 ; y = 227) se trouvent des formations de Jurassique moyen, qui ont été considérées le plus souvent, comme faisant partie d'un paquet glissé depuis la falaise bajocienne, située à l'Est de la dépression d'Ivrey.

Or, nous avons pu reconstituer dans ces formations, une série inverse allant du Bathonien au Lias.

Une coupe W-E à travers ces formations montre en effet successivement :

- le Bathonien subvertical en bordure du petit ruisseau qui descend de la cote 412 vers l'Oubi
- du calcaire oolithique brun à rose
- des calcaires à polypiers
- des calcaires à débris silicifiés et à entroques du Bajocien pendant de 60° vers l'Est
- Puis sur la bordure orientale du chemin de champ venant d'Ivrey, les calcaires oolithiques, très ferrugineux de l'Aalénien, pendent de 50° vers l'Est.
- Plus à l'Est encore, à droite et en contrebas de la route d'Ivrey - St Thiébaud, se trouvent des marnes grises et rouges du Trias recouvrant des marnes à fossiles liasiques.

Cette coupe montre donc la série du Bathonien au Lias en position inverse. Il y a cependant des laminages importants, marqués par une notable diminution d'épaisseur de certaines zones, notamment de la Grande Oolithe et du Bajocien à entroques.

L'observation de la bordure de l'écaille montre :

- qu'elle repose au Nord sur le Jurassique supérieur de la vallée de l'Oubi,
- qu'elle repose à l'Ouest sur les marnes du Trias,
- qu'elle est recouverte à l'Est et au SE par les marnes du Trias.

+ La brèche de Jurassique moyen d'Ivrey

(CL : x = 870,2 ; y = 227,5). Au NW d'Ivrey, en bordure du sentier qui joint ce village à By, se trouve une brèche à éléments de Jurassique moyen et d'Aalénien.

Cette brèche repose sur le Jurassique supérieur du compartiment chevauché, qui montre dans un pré situé à l'Ouest du chemin, un très joli miroir de faille incliné de 20° vers l'Est.

Elle est recouverte à l'Est par les marnes du Trias.

Les éléments sont anguleux, parfois légèrement émoussés, hétérométriques et relativement monogéniques.

Le ciment est peu important, formé par de la calcite dans les parties les plus cohérentes, par des produits terreux et ferriques dans les zones qui se désagrègent.

Sa position et ses caractères confèrent à cette brèche une origine tectonique indiscutable.

+ L'écaille située à l'Ouest de la Croix Merin (CL : x = 868,1 ; y = 224,5). Sur la bordure SW du compartiment chevauchant, cette écaille de Jurassique moyen apparait sous forme d'un mamelon bien visible dans la topographie. Reposant au Sud sur le Jurassique supérieur, elle est recouverte au NE par le Trias du monoclinal du Mont Poupet et bordée à l'Ouest par des marnes glissées.

Une coupe W-NW - E-SE faite à travers ce mamelon montre :

- en bordure du chemin des Chamots, du Bathonien pendant très fort vers l'Est.
- sur le flanc Ouest et au sommet du mamelon, des calcaires graveleux, puis oolithiques et à polypiers pendant très fort vers l'Est.
- Enfin sur la bordure orientale du mamelon, une petite falaise de calcaire à entroques pendant vers l'Est.

Nous avons donc là, d'une manière aussi nette que dans l'écaille d'Ivrey, une série inverse du Bathonien au Bajocien inférieur, laminée au niveau de la Grande Oolithe.

Interprétation sur l'origine de ces formations

La plupart des auteurs qui ont étudié la région, font de ces formations de Jurassique moyen, des "paquets glissés" depuis la falaise du Poupet, sur les marnes du Lias et du Trias.

C'est évidemment la solution la plus simple et qui s'impose au premier abord. Mais plusieurs objections peuvent lui être faites :

- la grande superficie occupée par certains affleurements.
- leur éloignement de la falaise de Jurassique moyen : plus de 1,500 km à Ivrey.
- la position de chacun des affleurements sur une même ligne orientée N-NE -S-SW, c'est à dire dans la direction générale des accidents tectoniques du faisceau de Quingey.

- enfin et surtout, la disposition en série inverse de chacun des affleurements, alors que la falaise du Mont Poupet d'où se seraient détachés les "paquets glissés" est en série normale.

Ces objections à l'interprétation précédente, deviennent au contraire des arguments en faveur d'une interprétation tectonique, qui permet en outre, d'imaginer la continuité vers le Sud de la structure observable dans la falaise de Jurassique moyen située au Nord d'Ivrey (comparer coupe 13, 14, 15)

Nous avons vu en effet, que le monoclinal triasico liasique où se situent Ivrey et St Thiébaud pouvait être l'équivalent structural du compartiment de Jurassique moyen situé à l'Est de la faille du Bois des Rappes.

Les affleurements de Jurassique moyen et de brèche que nous venons de décrire, peuvent alors très bien représenter la suite de la bande effondrée du Grand Champier qui aurait été :

- poussée vers l'Ouest au Sud du décrochement d'Ivrey
- plissée et basculée lors du mouvement vers l'Ouest pour donner une série inverse.
- laminée et broyée au contact du Jurassique supérieur (laminage de la Grande Oolithe, brèche d'Ivrey).

La discontinuité des affleurements s'explique facilement : la faille F 35 (faille du Bois des Rappes) déjà fort inclinée au niveau de la falaise de Jurassique moyen, devient presque horizontale au Sud du décrochement d'Ivrey et recouvre en grande partie la bande de Jurassique moyen, qui n'apparait de ce fait que dans les secteurs où elle a été dégagée par l'érosion, c'est à dire :

- au Nord : au niveau de la dépression d'Ivrey
- au Sud : en bordure du chevauchement.

Dans une telle interprétation, nous n'avons donc plus une série de "paquets glissés" comme le pensaient la plupart des anciens auteurs, mais des "écailles d'origine tectonique".

3°) Le compartiment situé entre les écailles de Jurassique moyen et la bordure du chevauchement.

Dans l'interprétation que nous avons donnée, ce compartiment est l'homologue de celui qui se situe plus au Nord, entre la faille du Grand Champier F 34 et la faille chevauchante F 20.

Limites

Ce compartiment est limité à l'Ouest par la bordure du chevauchement, à l'Est par la faille F 34, bordant l'écaille d'Ivrey, puis par la faille F 35 qui recouvre cette écaille plus au Sud. Le tracé de cette faille à l'Est de la ferme "Combelle" est difficile à déterminer avec exactitude, mais sa présence est marquée par une différence de pendages de part et d'autre de cet accident.

- à l'Est, la dolomie triasique affleure le long du chemin qui conduit à la ferme et pend de 15 à 20° vers l'E-SE. Cet affleurement peut donc faire partie de l'ensemble que nous avons appelé "monoclinal du Mont Poupet".

- à l'Ouest, c'est à dire au niveau de la ferme, la même dolomie pend de 20° vers l'W-NW.

Plus au Sud enfin, ce compartiment est limité à l'Est par la faille F 35 mettant en contact le Trias du monoclinal du Mont Poupet et le Jurassique moyen du lambeau situé à l'Ouest de St Thiébaud.

Structure de ce compartiment

Dans la région de la ferme "Combelle", la série du Keuper supérieur au Lotharingien pend vers l'W-NW, avec la dolomie du Keuper au niveau de la ferme et la barre sinémurienne en bordure du chevauchement à l'Ouest du lieu-dit "aux Taules".

+ Le vaste panneau de Jurassique moyen situé à l'Ouest de St Thiébaud (coupe 15) peut faire partie du même compartiment. Il occupe une surface de plus de 1/2 km2 et montre de l'Est à l'Ouest la série du Lias supérieur au Bajocien à polypiers. Les pendages de 40 à 60° vers l'W-NW au niveau de l'Aalénien, s'atténuent progressivement vers l'Ouest pour devenir horizontaux dans les calcaires à polypiers du Bois de la Côte de Méhaut.

Ce panneau de Jurassique moyen a fait l'objet de nombreuses interprétations.

Certains auteurs ont pensé qu'il repose sur le Trias du monoclinal du Mont Poupet et qu'il représente :

- soit un "paquet glissé" de la falaise du Poupet
- soit un "lambeau de chevauchement".

A. Caire (1958 a) en fait au contraire un "lambeau de poussée coincé sous le Trias du Poupet".

- Une série d'arguments permettent de rejeter définitivement l'hypothèse du "paquet glissé".

. grande superficie

. éloignement de la falaise

. homogénéité de la structure : il serait étonnant en effet que ce panneau, s'il a glissé sur plus de 1 km, ait conservé des bancs et des pendages aussi réguliers.

. enfin et surtout, la surface de contact entre le Jurassique supérieur et le Jurassique moyen, présente dans la "Côte de Cras" une pente relativement forte vers l'Est. Il faudrait donc imaginer des déformations postérieures au glissement vers l'Ouest, ce qui parait peu vraisemblable.

- L'hypothèse du lambeau de chevauchement reposant sur le Trias est difficile à imaginer, car on ne voit pas dans le monoclinal du Mont Poupet où peut se situer la racine de la faille chevauchante limitant ce lambeau.

- L'hypothèse de A. Caire (1958 a) : "lambeau de poussée coincé sous le Trias du Poupet" est la plus vraisemblable, bien que le terme "lambeau de poussée" ne corresponde pas ici à la définition qu'en donne J. Goguel (1952).

Nous aurions là, une écaille de Jurassique moyen, poussée en avant du monoclinal du Mont Poupet et représentant l'équivalent du compartiment situé à l'Ouest de l'écaille d'Ivrey. La présence des mêmes pendages dans le Trias et le Sinémurien de la ferme Combelle et dans le panneau de Jurassique moyen est un argument en faveur de cette hypothèse.

4°) Conclusions

L'étude du compartiment chevauchant dans la région d'Ivrey - St Thiébaud nous a fourni les données d'une interprétation qui permet :

- de mettre en évidence la présence d'un accident transversal à fort rejet horizontal : décrochement d'Ivrey,

- de retrouver de part et d'autre de ce décrochement les mêmes unités structurales, déplacées et modifiées dans le secteur Sud, sous l'action d'une poussée importante vers l'Ouest.

. au flanc occidental du synclinal du Bois de Crête correspond au Sud le monoclinal du Mont Poupet.

. à l'effondrement du Grand Champier, correspond au Sud une série d'écailles de Jurassique moyen en série inverse.

. au compartiment de Bajocien de By, correspond au Sud le secteur de la ferme "Combelle" et l'écaille de Jurassique moyen située à l'Ouest de St Thiébaud.

II - LE FAISCEAU SALINOIS

Sur une carte géologique à petite échelle (voir plan de situation planche 1), le faisceau salinois apparait comme une longue bande plissée et faillée, relativement étroite, de direction générale W-SW - E-NE.

Depuis la bordure du Jura externe dans la région des Arsures, le faisceau salinois se prolonge par Salins, Nans-sous-Ste-Anne et Mouthier, pour atteindre la Haute Chaine du Jura au Sud de Vanclans.

La limite méridionale du faisceau n'est pas très nette, les accidents qui le constituent s'atténuent vers le Sud, où nous passons progressivement à la région peu structurée des plateaux de Lons-le-Saunier et de Levier.

Par contre, sur sa bordure septentrionale, le faisceau salinois est toujours très nettement délimité par un accident majeur : grande faille du faisceau salinois.

Cet accident sépare le faisceau salinois

- du plateau d'Ornans dans sa partie orientale
- du faisceau de Quingey dans sa partie occidentale.

LE SECTEUR QUE NOUS AVONS ETUDIE correspond à la partie occidentale du faisceau salinois depuis la région de Pretin - Marnoz jusqu'au Mont Poupet.

- Dans la région de Pretin - Marnoz deux plis ont été reconnus et décrits :
  - le synclinal de la Côte Chaude
  - l'anticlinal de Pretin (A. Caire, 1959 b).

Des failles viennent compliquer la structure de ces plis :
  - les failles de la Côte Chaude F 41, F 42, F 43
  - la faille de Pretin - Fort St André F 44
  - le décrochement du Fort St André f 14.

- A l'Est de ce décrochement, la structure du faisceau salinois se complique par la présence d'une série de failles d'orientation W-SW - E-NE. Ce sont :

. la faille du Fort St André F 44
. La faille de Tout Vent F 45
. La faille du Faubourg St Pierre F 46
. La faille des Roussets F 47
. La faille des Riantes F 48
. La faille duRocher du Bonhomme F 49.

Ces failles délimitent entre elles une série de bandes ou lanières dans lesquelles les couches prennent le plus souvent une disposition monoclinale.

Il n'est pas exclu que d'autres failles affectent ce compartiment, expliquant notamment quelques affleurements abhérents de marnes liadiques au niveau du Trias du Faubourg St Pierre. Nous n'avons noté sur la carte que les failles nettement identifiables grâce à la présence de bons niveaux repères comme la barre sinémurienne et les bancs de dolomie du Keuper.

Au cours de cette étude structurale, nous décrirons successivement les différents accidents que nous avons cités, puis nous essaierons d'interpréter la bordure du chevauchement en fonction notamment des résultats acquis lors de l'étude des brèches du Mont de Simon et de la Vallée de la Vache.

a) Les éléments structuraux du faisceau dans la région salinoise

1°) L'anticlinal de Pretin (pl. 6, 7 et 13)

A. Caire (1959 b) dans son étude sur les "disharmonies et décollements dans le Jurassique du faisceau salinois" a montré qu'au niveau du village de Pretin existait un petit pli couché affectant le Keuper supérieur et le Lias, et formé "sous une carapace de Dogger relativement peu déformée".

Dans le secteur que nous avons cartographié, seule l'extrêmité orientale de ce pli est représentée. Les affleurements y sont très mauvais, les marnes du Lias étant masquées par la végétation ou par des éboulis calcaires provenant de la Côte Chaude. Seule la barre sinémurienne permet de faire quelques bonnes observations :

A la sortie orientale du village de Pretin, nous pouvons observer sur les bords du ruisseau de la Vache (CL : x = 866,7 ; y = 221,2) le Sinémurien déversé puis vertical du flanc NW de cet anticlinal. De mauvais affleurements permettent néanmoins de suivre cette barre sinémurienne vers l'Est jusqu'à la faille F 44 contre laquelle elle vient butter.

Le Sinémurien se retrouve encore plus à l'Est, au Sud de Grange Salgret avec des pendages forts vers le SW. Il semble donc que le flanc N de l'anticlinal de Pretin déversé dans sa partie occidentale reprend progressivement dans notre secteur une disposition normale.

+ La faille de Pretin - Fort St André F 44 a une direction W-SW - E-NE. Son regard est tourné vers le Sud et elle met en contact le Jurassique moyen de "La Pelouse" et le Lias ou le Trias de la dépression de Pretin.

+ Le décrochement du Fort St André f 14 décale cette faille d'environ 300 m vers le Nord.

Au Nord du Fort St André, F 44 garde d'abord la même direction W-SW - E-NE et met en contact Jurassique moyen et Lias. Puis, au niveau de la dépression de Salins, elle décrit une courbe vers le NE en même temps que son rejet diminue dans les marnes du Lias.

2°) Le synclinal de la Côte Chaude

Ce synclinal perché a son axe orienté EW et dans le Bois de la Côte Chaude, il est à coeur bathonien. Une élévation d'axe au niveau de Grange Salgret fait apparaitre bientôt un coeur liasique jusqu'au décrochement du Fort St André.

Son flanc Nord montre toute la série depuis le Keuper supérieur au Bathonien avec des pendages de 10 à 20° vers le S-SE.

Des éboulements et des glissements très importants de Jurassique moyen sur les marnes du Lias et du Trias, se sont produits depuis la falaise formant le flanc Nord du synclinal jusqu'au niveau de St Michel le Haut.

Le flanc Sud du synclinal est faillé.

+ La faille F 43 est peu importante et met en contact des niveaux voisins du Bathonien.

+ La faille F 42, a une direction SE-NW. Elle met en contact le Bathonien à l'Ouest et la Grande Oolithe.

+ La faille F 43 a un rejet beaucoup plus important. De direction W-SW - E-NE, elle met en contact
. le Bathonien et le Lias à l'Ouest de F 42
. le Bajocien et le Lias à l'Est.

Elle s'amortit dans le Lias de Grange Salgret en même temps que l'axe du synclinal de Côte Chaude se relève.

3°) La série des lanières monoclinales comprises entre les failles F 44 et F 49 au NW de Salins-les-Bains.

Les failles

+ La faille de Tout Vent F 45, orientée du NE au SW, met en contact le Trias de sa lèvre orientale et le Lias de sa lèvre occidentale.

. Elle est particulièrement bien visible au lieu-dit "Le Pont des Vallières". La barre sinémurienne avec des pendages de 60° vers l'ESE affleure dans l'abrupt boisé situé au SE du Pont et se suit jusqu'à l'Ouest de la ferme de Tout Vent. Sous la barre sinémurienne, le Keuper supérieur affleure dans le ruisseau des Roussets, puis brusquement 50 à 100 m en aval apparaissent les schistes à posidomomyes du Toarcien pendant de 30 à 40° vers l'Est.

. Au SW de Tout Vent, la faille met en contact les marnes du Trias et celles du Lias, jusque vers l'entrée de Salins.
Son tracé y est assez imprécis, bien que la limite entre les marnes rouges du Trias et les marnes grises du Lias soit souvent bien marquée par une différence de couleur dans la terre des zones cultivées.

+ La faille du Faubourg St Pierre F 46 a une orientation NE-SW. Bien visible au Nord du Fort St André, grâce à un décallage de la barre sinémurienne, elle se retrouve au NE de la gare, en bordure de la route N.492 dans la ligne droite située après les deux tournants en épingle à cheveux. Ici, la barre sinémurienne affleure avec un pendage vers le SE sur la lèvre orientale de la faille, tandis que le Lias puis une nouvelle barre sinémurienne présentant les mêmes pendages, affleurent sur sa lèvre occidentale.

La faille s'amortit ensuite dans le Lias vers le NE.

+ La faille des Roussets F 47. D'orientation W-SW - E-NE, il s'agit pour A. Caire (1953 a, 1958 b) d'un tronçon de la grande faille du faisceau salinois.

Dans le vallon des Roussets, ses deux lèvres sont constituées par des niveaux très voisins du Keuper. A. Caire (1953 a) invoque pour y tracer la faille, des différences de pendages de part et d'autre : - au NW, plongement vers l'E-NE d'une série triasico-liasique supportant le Jurassique moyen de la croix du Poupet.

- au SE, plongement vers le SE du Trias des Naples.

Le rejet de cette faille devient beaucoup plus important vers le NE, où à la limite de notre secteur, le Trias vient en contact du Jurassique moyen du Mont Poupet.

+ La faille des Riantes F 48 présente la même orientation générale et sensiblement les mêmes caractères. Son rejet très faible au niveau du Trias va en augmentant dans la direction de la Croix du Poupet. Le compartiment situé au NW de cette faille est abaissé par rapport au compartiment SE.

+ La faille du Rocher du Bonhomme F 49 a d'abord une direction subméridienne dans le prolongement de la faille d'Arelle, puis au niveau du Rocher du Bonhomme elle s'infléchit vers le NE prenant la direction des failles du faisceau salinois.

Son rejet, d'environ 30 m au niveau du Rocher du Bonhomme, est plus important au niveau du Trias, puisque la barre sinémurienne du compartiment occidental, se trouve nettement sous le 2e banc de dolomie du Keuper.

Les lanières monoclinales comprises entre ces failles

- Les deux lanières comprises entre F 47 et F 48 d'une part, et F 48 et F 49 d'autre part, montrent une série monoclinale allant du Keuper supérieur au Lias supérieur et pendant de 20 à 50° vers le NE. Cette série supporte le Jurassique moyen du Mont Poupet. Tout le Lias supérieur est la plupart du temps caché par une grosse masse d'éboulis de pente provenant du Mont Poupet.

- Entre les failles F 47 et F 45, la série du Keuper supérieur au Lias moyen, faillée au niveau de F 46, pend de 20 à 50° vers le SE.

En bordure de la faille F 47, la barre sinémurienne dessine, au NE du "Grand Contour", un petit repli anticlinal.

- Enfin, à l'Est de la faille F 45, la série du Keuper supérieur au Lias supérieur pend vers le SE de 60° au niveau de la barre sinémurienne.

b) La bordure du chevauchement

1°) Signification des lambeaux de brèche observés en bordure du chevauchement.

A la fin du chapitre consacré à l'étude du Tertiaire de la région salinoise, nous avons conclu que les brèches du Mont de Simon et de la Vallée de la Vache avaient des caractères de brèche tectonique. Il reste maintenant, dans le cadre de cette étude structurale, à discuter de leurs origines possibles.

Deux interprétations sont à envisager, ces brèches pouvant représenter :

- soit des lambeaux de chevauchement, recouverts par le Trias glissé.
- soit des écailles intermédiaires entre le Jurassique supérieur chevauché et le Trias chevauchant.

1 - Hypothèse des lambeaux de chevauchement

Les brèches représenteraient dans ce cas les lambeaux du flanc Nord, broyé et laminé d'un anticlinal chevauchant.

Cette solution est au départ très séduisante, car la construction d'un tel anticlinal chevauchant est facile en raccordant les couches laminées du Jurassique moyen de la brèche à celles de la falaise bajocienne de "Côte Chaude". Nous aurions alors, dans cette partie occidentale du faisceau salinois, une structure du type faille-pli ou pli-faille comme on en rencontre souvent dans le Jura occidental.

Dans une telle interprétation, le Trias qui recouvre localement les brèches, représenterait de simples bavures bien postérieures aux mouvements tectoniques ayant produit la brèche. Cette hypothèse est possible au Mont de Simon, où la brèche est à une altitude inférieure à celle du Trias du synclinal de "Côte Chaude" qui a pu ainsi glisser sur la brèche. Par contre, le Trias, qui recouvre très largement la brèche à l'Ouest de la Vallée de la Vache, ne peut pas être glissé, car il se trouve à une altitude supérieure à celle des affleurements triasiques de Marnoz - St Michel.

Il faudrait donc, pour maintenir cette interprétation de lambeaux de chevauchement recouverts par le Trias glissé, imaginer une déformation tectonique postérieure au glissement, ce qui est peu vraisemblable.

2 - Hypothèse des écailles (coupes 16, 17, 18)

Les brèches ainsi que les affleurements liasiques situés à la base du synclinal de Côte Chaude peuvent représenter des "écailles intermédiaires" entre le Jurassique supérieur chevauché et le Trias chevauchant.

L'écaille de "Grange Fontaine" (A. Caire, 1961) située plus à l'Ouest et sur la même ligne que les affleurements du Mont de Simon et de la Vallée de la Vache, pourrait dans ce cas résulter du même type structural.

En adoptant cette hypothèse, les brèches tectoniques représenteraient :

. ou bien des fragments de lanières originellement situées dans une position interne, puis bousculées et morcelées par la masse principale des terrains charriés (interprétation de A. Caire (1958) en ce qui concerne la bande liasique).

. ou bien, des écailles, arrachées au substratum du chevauchement (compartiment de Quingey - Miglepierre), et poussées en avant par la masse des terrains charriés. Nous aurions alors d'après la définition de J. Goguel (1952) des "lambeaux de poussée".

Trois arguments au moins sont en faveur de l'une ou l'autre de ces interprétations :

1 - ce n'est plus par glissement, mais par chevauchement que le Trias recouvre localement les brèches. Ainsi s'explique beaucoup mieux l'origine du lobe triasique situé au Nord de Marnoz et au front duquel L. Glangeaud et A. Bonte (1944) voyaient même les manifestations d'un "pli diapir".

2 - Nous avons vu d'autre part (conclusions à l'étude des brèches) que l'hypothèse de l'écaillage de la bordure du faisceau salinois pouvait expliquer la présence d'éléments émoussés dans la brèche du Mont de Simon, par éboulement de l'abrupt de faille limitant une écaille.

3 - Enfin, une telle interprétation cadre bien avec le style tectonique régional :
. même type de structure que dans le secteur du faisceau salinois situé à l'Est de la faille d'Arelle (lanières ou écailles du Mont Poupet).

. même type de structure que celui qui a été reconnu par sondages dans le faisceau lédonien (Michel, Appert, Lavigne, Lefavrais, Bonte, Lienhardt et Ricour, 1953).

2°) Etude de la faille bordière du faisceau salinois

1 - Secteur du Mont de Simon à Marnoz

A l'Ouest de la faille NS qui borde la partie orientale de la Côte d'Arelle, deux contacts anormaux de direction EW sont identifiables :

. contact entre le Jurassique supérieur chevauché et la brèche

. contact entre la brèche ou le Lias d'une part et le Trias d'autre part.

Tandis que le contact anormal majeur entre la brèche et le Jurassique supérieur se suit facilement, la limite entre le Trias et l'ensemble bande liasique - brèche est très discutable, car les affleurements sont rares.

A l'Ouest du Mont de Simon, le contact anormal majeur est brusquement décroché d'environ 400 m vers le Nord. Ce décrochement (f 15) n'affecte que la bordure du chevauchement. Rien n'indique sa présence plus au Sud, notamment dans le synclinal de Côte Chaude. Par contre, une faille à regard Est (F 7) affectant le bloc de Jurassique supérieur d'Arelle, se suit vers le Nord dans le prolongement de cet accident. Nous pouvons expliquer cette particularité de la façon suivante :

La faille F 7 a pu se former ou rejouer au cours du chevauchement et la remontée du "substratum" a freiné le chevauchement à l'Ouest de celle-ci. Nous verrons que nous pouvons imaginer le même type d'interprétation en ce qui concerne la faille d'Arelle.

2 - La faille d'Arelle et son rôle dans l'évolution structurale de la région.

Située à la sortie Nord de Salins-les-Bains, cette faille subméridienne à regard Ouest sépare le Jurassique supérieur de la Côte d'Arelle, du Trias du faisceau salinois.

Cet accident, rectiligne, apparait comme une faille, sinon verticale, du moins peu inclinée.

Elle affecte essentiellement le substratum du chevauchement, bien qu'elle puisse avoir un rapport avec des accidents situés dans son prolongement et affectant les terrains allochtones :

. vers le Nord : F 49, F 39, F 38*
. vers le Sud : décrochement du Fort St André.

Le fort rejet de cette faille, sa situation entre deux compartiments à structures bien différentes en font un des accidents majeurs de la région.

a) Rôle de la faille d'Arelle dans l'évolution du faisceau salinois.

Deux observations permettent de penser que la faille d'Arelle a joué un très grand rôle au cours du chevauchement du faisceau salinois :

. la présence dans le prolongement de la faille d'Arelle d'un décrochement affectant l'allochtone : décrochement du Fort St André.

. la différence du comportement des unités du faisceau salinois de part et d'autre de cette faille.

- A l'Ouest : écailles écrasées et laminées : brèche du Mont de Simon, plis disharmoniques de Chassagne et de Pretin (A. Caire, 1959 b)
- A l'Est : lanières monoclinales du Mont Poupet.

A. Caire (1959 b) explique la formation des plis disharmoniques de Chassagne et de Pretin par une remontée de l'autochtone (Jurassique supérieur) à l'Ouest de la faille d'Arelle, remontée qui freine la couverture en cours de glissement.

Cette action de freinage permet d'expliquer les principaux caractères de la structure du faisceau salinois dans cette région.

. A l'Ouest de la faille d'Arelle, les brèches tectoniques de la bordure du chevauchement peuvent être dues à un rabotage intense d'écailles intermédiaires entre le Jurassique supérieur et le Trias.

. Par contre, à l'Est de la faille d'Arelle, l'ensemble de la couverture, décollé au niveau du Trias est poussé beaucoup plus loin vers le NW. Ce déplacement important est accompagné de l'écaillage de la couverture jurassique compensé par des déformations souples de la semelle plastique sous jacente (A. Caire, 1958 b).

b) Rôle de la faille d'Arelle dans l'évolution du faisceau de Quingey.

La direction subméridienne de cet accident est celle des failles du faisceau de Quingey. Si nous imaginons son prolongement sous les terrains allochtones vers le N-NE, cette faille passerait dans la région d'Ivrey - By, légèrement à l'Est de la faille chevauchante.

Dès lors, pourquoi ne pas penser que la faille d'Arelle représente la portion verticale de la faille-pli du faisceau de Quingey ? Nous pourrions alors expliquer facilement la disposition actuelle de la faille chevauchante du faisceau de Quingey.

. Dans la région située au niveau de St Thiébaud - Ivrey, au moment du mouvement tangentiel, le Trias de la lèvre orientale arrive au niveau du Jurassique supérieur érodé. Le chevauchement prend une grande amplitude grâce au glissement du Trias sur la surface d'érosion.

. Le rejet de la faille diminue vers le Nord (Région de By, Ronchaux, etc...) et le Jurassique moyen de la lèvre orientale vient au contact du Jurassique supérieur. Le mouvement tangentiel se traduit alors par un simple plissement de la faille et une série d'accidents (décrochements, lambeaux de poussée, etc...) identiques à ceux du faisceau bisontin.

3 - La faille bordière du faisceau salinois à l'Est de la faille d'Arelle

Dans le secteur situé à l' Ouest de la faille d'Arelle, la bordure du faisceau salinois était marquée d'une façon nette par la faille chevauchante F 20.

A l'Est de cette même faille d'Arelle, la limite entre le faisceau salinois et le compartiment d'Ornans est beaucoup plus difficile à établir.

1 - Si nous représentons la bordure du faisceau salinois par la faille qui limite le chevauchement vers le NW, cette faille bordière doit être recherchée au Nord des lanières monoclinales du Mont Poupet. Cette faille pourrait être par exemple F 49 qui épouse d'abord la direction de la faille d'Arelle, puis décrit une courbe vers les rochers du Bonhomme et la Bonne Femme pour reprendre la direction des failles du Faisceau salinois.

2 - Cependant A. Caire (1959 c, 1963) pense que dans ce secteur, le compartiment d'Ornans a subi avec le faisceau salinois une translation vers le NW. Dès lors, les écailles du Mont Poupet peuvent faire partie du compartiment d'Ornans et la faille bordière du faisceau salinois peut se situer au SE du Mont Poupet.

Ainsi, d'après A. Caire (1953 a, 1958 b) l'accident frontal est représenté par la faille majeure du faisceau salinois dont le rejet très important de Nans-sous-Ste-Anne à la Fontaine des Oiseaux, s'atténue considérablement dans notre secteur (faille des Roussets, F 47).

La carte structurale (planche 13) fait bien apparaitre la différence des pendages de part et d'autre de cette faille :

. sur la lèvre NW, les bancs repères ont une direction SE-NW et un pendage vers le NE

. sur la lèvre SE, les bancs repères ont la direction SW-NE du faisceau salinois et des pendages vers le SE.

D'autre part, cette faille majeure, qui serait due à une déformation du socle contemporaine du charriage (A. Caire, 1959 b) est bordée sur sa lèvre NW au niveau de la Grangette et de la Grange du Crouset, par des lanes de Jurassique moyen, qui peuvent représenter, à l'image des brèches du Mont de Simon, des "écailles intermédiaires" entre le Jurassique supérieur et le Trias.

*

* *

Chapitre II - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE

I - GENERALITES

Deux cycles d'érosion, ayant produit des surfaces aplanies, ont été mis en évidence dans le secteur des plateaux du Jura central (G. Chabot, 1927, M. Dreyfuss, N. Théobald, J. Thiébaut, 1962).

1 - Pendant le Miocène inférieur et moyen, des Vosges au Jura interne s'établit une vaste surface d'érosion dont les témoins sont aujourd'hui constitués par les plateaux d'Ornans au Nord, de Levier et Nozeroy au Sud.

2 - Une phase de plissement importante provoque ensuite un basculement d'ensemble du Jura vers l'Ouest. Ce mouvement de bascule permet le développement, pendant le Pontien, d'une seconde surface d'érosion en contrebas de la première qu'elle détruit partiellement. Cette surface correspond aux plateaux de Montrond et de Lons-le-Saunier, probablement aussi de Champagnole (C. Mussillon, 1962).

La mise en évidence de ces surfaces, qui apparait relativement facile dans la région des plateaux, devient très délicate dans un secteur aussi tectonisé que celui qui nous intéresse. En effet, les vestiges de surfaces aplanies y ont été le plus souvent déformés, disséqués ou recouverts :

. déformations tectoniques, postérieures à l'élaboration des surfaces, très importantes sur l'emplacement des faisceaux salinois et de Quingey.

. dissection par l'érosion différentielle récente dégageant de nouvelles formes morphologiques qui altèrent l'uniformité de ces surfaces.

. Recouvrement, par des terrains allochtones dans la "demi-fenêtre d'Aiglepierre" ou par des dépôts superficiels (argile à chailles, dépôts pliocènes de la Forêt de Chaux).

Une étude de la morphologie de cette partie du Jura à plus grande échelle, permettrait sans doute de lever bien des incertitudes, mais dépasserait le cadre de ce travail.

C'est pourquoi, nous nous limiterons à l'étude de la morphologie de la région cartographiée, en distinguant plusieurs secteurs (planche 15).

. les secteurs où nous pouvons distinguer d'une façon certaine les deux surfaces (I et II).

. un secteur où la morphologie peut être interprétée de différentes manières (III).

II - ETUDE DES SURFACES D'EROSION

A - SECTEUR I - Région située à l'Est du faisceau de Quingey et au Nord du faisceau salinois

Ce secteur situé au NE de la région étudiée, correspond à la zone des plateaux. Le talus de raccord entre surfaces d'Ornans et de Montrond se situe légèrement au Sud d'une ligne "Rouhe, Courcelles, Palantine" (J.B. Siri, 1964).

La surface d'Ornans, au Sud de cette ligne a une altitude moyenne de 450 m . plateau de Goux-sous-Landet à Bartherans
. Mont du Peu à l'Ouest de Myon.

La surface de Montrond, au Nord se situe à une altitude moyenne de 380 m . Plateau de Courcelles à Charnay.

Le talus de raccord disparait à l'Ouest de Goux-sous-Landet, au niveau d'une zone en relief se situant à l'emplacement du réseau de failles de Goux et de l'anticlinal du Landet. Il est probable que ce secteur correspond à une portion de surface déformée postérieurement à son élaboration. Cette déformation déjà importante à l'Ouest de Goux-sous-Landet (579 m dans le Bois du Landet) s'accentue vers le Sud (850 m au Mont Poupet).

Au Sud de Rouhe, le Lizon ouvre une large entaille à l'intérieur du plateau d'Ornans ; cette entaille peut représenter l'ancien cours d'une rivière ayant dégagé la surface de Montrond.

B - SECTEUR II - Région située au SE du faisceau salinois

C. Mussillon (1962) plaçait la limite entre les plateaux de Nozeroy (800 m : équivalent de la surface d'Ornans) et de Champagnole (630 m : équivalent de la surface de Montrond) à l'Ouest de la Montagne de la Fresse au Nord de Champagnole. Par continuité, le plateau de Lons-le-Saunier, qui occupe la partie Sud de notre secteur, représente probablement la surface de Montrond, légèrement abaissée à l'Ouest de la chaine de l'Euthe.

L'altitude du plateau de Lons-le-Saunier, dans sa partie Nord, est comprise le plus souvent entre 550 et 580 m sauf en quelques points hauts (région d'Aresches, Mont Bégon, Côte Chaude). Ces points hauts peuvent correspondre :

. soit à des buttes témoins de la surface d'Ornans
. soit à une portion de la surface de Montrond, déformée par les mouvements post-pontiens au niveau du faisceau salinois,

La limite Nord du plateau de Lons-le-Saunier, se situe au niveau du faisceau salinois. Le faisceau lui même peut représenter soit une portion de la surface d'Ornans déformée, comme dans le secteur Est du faisceau (M. Dreyfuss, 1960) soit le prolongement déformé du plateau de Lons-le-Saunier, comme il semble que ce soit le cas au SW (A. Caire, 1955 c). Le rôle du ce faisceau, au cours des phases tectoniques postérieures à l'élaboration de la surface d'Ornans, semble avoir été très important car :

. il correspond à une zone de reliefs particulièrement nets, bordés de part et d'autre par des régions de plateaux.

. il chevauche la surface d'Ornans au Nord (M. Dreyfuss, 1960).

. les plateaux de Nozeroy et Lons-le-Saunier situés au Sud du faisceau ont été portés à des altitudes nettement supérieures à celles des plateaux d'Ornans et de Montrond.

C - SECTEUR III - La région située à l'Ouest de la faille chevauchante du faisceau de Quingey et au Nord du chevauchement du faisceau salinois.

Les traces d'une surface d'érosion bien nette existent dans cette région. Au Sud, dans la "demi-fenêtre d'Aiglepierre" les chevauchements du faisceau de Quingey et du faisceau salinois se sont avancés sur une surface d'érosion (A. Caire, 1958 b).

Au Nord, de Pessansàla-Chapelle, l'ensemble du secteur situé à l'Ouest du chevauchement du faisceau de Quingey, forme une pente douce vers la Loue, seulement perturbée par le dégagement de combes marneuses.

Le talus de raccord entre surfaces de Montrond et d'Ornans, si visible au niveau de Goux-sous-Landet, ne se retrouve pas avec netteté, à l'Ouest de l'anticlinal du Landet. Nous ne pouvons donc qu'émettre des hypothèses sur l'âge de l'aplanissement dans cette région.

a) Dans son interprétation de la morphologie de la région de Quingey, J.B.Siri (1964) place la limite entre surface d'Ornans et de Montrond au Sud de Quingey et lui donne une direction NE-SW. La région située au Sud de cette ligne représenterait alors la surface d'Ornans déformée :

- pentes vers la Loue à l'Est
- reliefs correspondant à l'anticlinal de Grange de Vaivre à l'Ouest
- surface d'Arelle - Aiglepierre déformée (A. Caire,1958b).

Si nous retenons cette hypothèse, plusieurs conclusions s'imposent :

- les poudingues de la région des Arsures et de Pagnoz, nivelés par la surface d'Ornans, seraient alors dus à la phase tectonique oligocène.

- le chevauchement du faisceau salinois aurait été précédé du jeu d'un accident vertical important, abaissant la surface d'Ornans au Nord pour permettre son recouvrement par les terrains allochtones.

b) Une autre hypothèse peut être proposée : la pente douce qui s'incline depuis la faille chevauchante du faisceau de Quingey vers la Loue et la Furieuse peut représenter une portion de la surface de Montrond déformée localement.

Les reliefs situés à l'Ouest de l'axe Loue - Furieuse, représenteraient alors :

- soit des buttes-témoins déformées de la surface d'Ornans
- soit des déformations de la surface de Montrond.

Un argument est en faveur de cette hypothèse :

La série de vallées anciennes, actuellement sèches ou surimposées, et qui tranchent les principaux accidents tectoniques, peut indiquer le sens E-W à SE-NW de l'écoulement des eaux lors de l'élaboration de la surface de Montrond: vallées sèches de Pessans, de Ronchaux, etc...

III - LES PHENOMENES D'EROSION POSTERIEURS AUX DEFORMATIONS POST-PONTIENNES

Lors des mouvements tectoniques post-pontiens, le rejeu des faisceaux structuraux et les déformations des surfaces aplanies, ont relancé l'activité des agents d'érosion, qui ont ainsi pu dégager les formes du relief actuel.

La dissection des glacis d'érosion a pu revêtir dans la région des formes variées. Nous pouvons distinguer en particulier :

- l'érosion structurale qui se traduit par :
  - . le dégagement des parties marneuses :
    combes séquaniennes et oxfordiennes
    dépressions triasico-liasiques
  - . la karstification des régions calcaires.

- l'érosion linéaire permettant l'ouverture des reculées et l'encaissement des vallées.

Nous en arrivons ainsi à l'étude du réseau hydrographique

Une étude sommaire du réseau montre qu'il existe dans la région essentiellement deux catégories de vallées (A. Caire, 1957 c).

1 - Les unes tranchent transversalement les principaux accidents tectoniques et ont une direction EW à SE-NW.

Le plus souvent ces vallées sont actuellement sèches ou surimposées :

- . vallées sèches de Pessans
  de Ronchaux à Brères
- . vallées surimposées ou épigéniques :
  cours moyen de la Furieuse de Salins à son confluent avec la Vache
  vallée moyenne de la Vache
  vallée d'Ivrey
  cluse de la Loue au Sud de Rennes.

2 - Les autres sont adaptées à la structure géologique actuelle et ont la direction des unités structurales.

- . cours moyen de la Loue de Quingey à Rennes et cours inférieur de la Furieuse installés dans le fond du synclinal de La Chapelle

. bief des Roussets, etc...

D'autre part, certaines vallées sont formées de tronçons différents qui se raccordent en faisant des angles bien marqués :

. cours du Ruisseau de Saizenay au lieu-dit "Le Pont"
. cours moyen de la Furieuse de Salins au confluent avec la Vache orienté EW alors que les cours inférieur et supérieur sont orientés à peu près NS.
. cours de la Loue au SW de Rennes sur Loue.

Ces particularités permettent d'émettre une hypothèse sur les conditions de mise en place de ce réseau hydrographique.

- Les vallées de direction E-W à SE-NW, qui tranchent transversalement les principaux accidents tectoniques, seraient antérieures à la phase tectonique post-pontienne. Elles peuvent représenter à l'exemple de l'entaille du Lizon sur le plateau, les restes du réseau qui a dégagé la surface de Montrond.

- A la suite de la phase tectonique post-pontienne, de nouveaux collecteurs ont pu s'installer dans les "ondulations synclinales" (A. Caire, 1957 c)

. synclinal de La Chapelle : vallées moyenne de la Loue
cours inférieur de la Furieuse et cours inférieur de la Vache
. vallée du ruisseau de Vauxaillon entre les bombements des faisceaux de Quingey et salinois.

Le réseau primitif se trouve désorganisé :

Certaines rivières ont pu s'enfoncer sur place par antécédence : . vallée supérieure de la Vache
. vallée d'Ivrey à La Chapelle

D'autres ont été abandonnées par les eaux donnant des vallées sèches .vallées sèches de Pessans et Ronchaux
.marécage du "Champ des Souliers" qui peut représenter les traces de l'ancienne vallée du ruisseau de Saizenay, capturé par le ruisseau de Vauxaillon (G. Chabot,1927)

D'autres ont été tronçonnées, certains tronçons étant incorporés au nouveau réseau :

. cours moyen de la Furieuse
. cluse de La Loue au Sud de Rennes.

Après cette mise en place du nouveau réseau, l'enfoncement des thalwegs a été plus ou moins rapide suivant l'étendue du bassin collecteur et la nature des terrains tranchés par la rivière.

Ainsi, le cours supérieur de la Furieuse, le Bief des Roussets, bien alimentés en eau et installés dans les marnes du Lias et du Trias se sont enfoncés plus rapidement que la Vache et le Ruisseau du Vauxaillon (Gour de Conche). Cet enfoncement plus rapide permet de prévoir une prochaine capture de la Vache par la Haute Furieuse (A. Caire, 1957 c) et du ruisseau de Saizenay par le bief des Roussets (G. Chabot, 1927 et A. Caire, 1957 c).

*

* *

C O N C L U S I O N S

----oOo----

+ L'Etude stratigraphique nous a permis de retrouver dans la région de Salins à Quingey les terrains secondaires du Keuper moyen à l'Hauterivien, avec leurs subdivisions classiques. Dans le cadre de cette conclusion, nous pouvons souligner les observations suivantes :

- la présence assez constante d'un banc de 2 m, brunâtre, d'aspect bréchique, à l'intérieur des calcaires compacts du Bathonien.

- la présence des marnes de Champforgeron à l'Est de Cessey

- les variations de faciès et d'épaisseur de la série allant du Callovien au Rauracien supérieur qui témoignent de déformations du fond de la mer à cette époque : formation d'un haut-fond dans la région salinoise et d'une zone de subsidence dans la région de Quingey.

- la présence de deux bancs riche en glauconie à la base du Ptérocérien et de deux à trois niveaux à cailloux noirs plus ou moins lenticulaires dans le Ptérocérien supérieur.

- l'évolution de certains calcaires kimméridgiens qui ont subi une dolomitisation postérieure à la sédimentation.

- la présence d'un banc repère à Vaginella striata Carozzi à la base du Portlandien.

- l'absence de dolomite dans les calcaires en plaquettes et saccharoïdes du sommet du Portlandien.

- la présence du minerai de fer de Métabief au sommet du Valanginien.

+ L'étude des conglomérats tertiaires de la région salinoise nous a permis de distinguer :

- des poudingues d'âge probablement oligocène

- des brèches d'origine tectonique dont la formation est liée à la phase plissante ayant produit le chevauchement salinois

+ L'étude structurale et morphologique nous permet de tirer quelques conclusions sur l'histoire géologique tertiaire de cette région.

1 - La période antérieure au dépôt des poudingues voit se dérouler une évolution difficile à reconstituer : déformations au niveau de l'anticlinal de St Benoit, puis érosion qui entame les divers niveaux du Jurassique supérieur sur lesquels reposent les poudingues.

2 - Le dépôt des poudingues, d'âge probablement oligocène, accompagne une phase tectonique de style essentiellement cassant. La plupart des failles verticales du compartiment chevauché ont du se former, à cette époque, car elles sont nivelées par les surfaces d'érosion postérieures.

La faille d'Arelle en particulier a du acquerir son fort rejet vers l'Ouest à cette époque.

Signalons aussi que des déformations plissantes correspondant à cette phase ont été mise en évidence dans le faisceau salinois (M. Dreyfuss, 1960).

3 - Pendant le Miocène inférieur et moyen, la région est soumise à une érosion intense qui nivèle l'ensemble des accidents précédemment formés : surface d'Ornans.

4 - Une phase de plissement importante fait suite à l'élaboration de la surface d'Ornans.

Elle est accompagnée du rejeu d'un certain nombre de failles (faille d'Arelle, F 7, F 47, etc...) et de la formation de la plupart des plis et chevauchements des faisceaux salinois et de Quingey.

Le plissement n'affecte que les faisceaux et la surface d'Ornans se trouve :

- déformée sur l'emplacement des faisceaux
- respectée sur les plateaux, ceux-ci ayant été
  soit basculés : plateau d'Ornans
  soit relevés dans leur ensemble et basculés :
  plateaux de Levier et Nozeroy.

5 - Le mouvement de bascule que nous venons d'évoquer change le sens du drainage. Les nouveaux cours d'eau s'écoulent désormais vers l'Ouest et dégagent une seconde surface d'érosion en contrebas de la première : c'est la surface dite pontienne correspondant aux plateaux de Montrond et de Lons-le-Saunier.

6 - Une phase de plissement dite post-pontienne interrompt ensuite la réalisation de cette surface qui est moins parfaite que la surface d'Ornans. Les déformations sont encore localisées à l'emplacement des faisceaux déjà plissés, mais ne les affectent pas partout de façon identique. Ainsi, la région du Mont Poupet est vigoureusement rajeunie tandis que la partie septentrionale du faisceau de Quingey a peu rejoué. Les plateaux de Lons-le-Saunier et Champagnole sont relevés par rapport au plateau de Montrond. Il est probable que les chevauchements amorcés à la phase précédente s'accentuent à la suite du rejeu des faisceaux.

7 - Les phénomènes d'érosion récente dégagent ensuite les formes du relief actuel.

LISTE DES AUTEURS CONSULTES

----oOo-----

AUBERT D. - 1949 - Nouvelles observations sur le conglomérat de Montfaucon (Doubs). C.R. Som. S.G.F., p. 148-149.

- - 1958 - Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura Vaudois. Nouveaux mélanges géologiques. Ex. Bull. Soc. Neuchateloise Sc. Nat. tome 81.

- - 1959 - Le décrochement de Pontarlier et l'Orogénèse du Jura. Mém. Soc. Vaudoise Sc. Nat., vol. 12, fasc. 4.

BEAUVAIS L. - 1961 - Etude des formations typiques du "Rauracien" de la région de l'ancienne Rauracie (Suisse). Ex. C.R. Sé. Ac. Sc., t. 252, p. 2265-2267, séance du 10 avril.

BERTRAND M. - 1881 - Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000e, n° 126 (feuille de Besançon) avec notice explicative (1re édition).

- - 1881-1882 - Failles de la lisière du Jura entre Besançon et Salins. Bull. Soc. Géol. France, 3e série t. X, p. 114-127.

- - 1883 - Failles courbes dans le Jura et bassins d'affaissement. Ibidem, (3), t. XII, p. 452-462.

BLAISON J. - 1961 - Stratigraphie et zonéographie du Lias inférieur des environs de Lons-le-Saunier (Jura). Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 15.

BONTE A. - 1943 a - Le rôle du sel dans la tectonique du Jura. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 34-35.

- - 1943 b - Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique. Ibidem, p. 98-100.

- - 1949 - La structure de la zone du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier. Ses conséquences au point de vue de la tectonique du Jura. Ibidem, p. 44-46.

BONTE A., CELET P. - 1953-1955 - Feuille de Quingey au 1/50.000e. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. 52, n° 241, p. 117-121, t. 53, n° 246, fasc. A, p. 73-85.

BONTE A. et GOGUEL J. - 1951 - Une interprétation tectonique de la zone du Vignoble. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t.I p. 798-803.

BOURGEAT E. - 1898 - Sur quelques phénomènes de glissement dans le Jura. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. XXVI, p.447-452.

- - 1903 - Sur quelques cas nouveaux de recouvrements de couches dans le Jura. Ibidem, (4), t. III, p. 315-320.

- - 1905 - Sur la bordure occidentale du Jura entre Saint-Amour et Salins. Ibidem, (4), t. V. p. 614-623.

- - 1908 - Sur les failles courbes des environs de Salins. Ibidem, (4), t.VIII, p. 281-283.

- - 1910 - Sur les failles courbes de la lisière du Jura entre Salins et Besançon. Ibidem, (4), t. X, p. 450-454.

- - 1911 - Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de France. Exc. du 29 août à Pagnoz et Ivrey. Ibidem (4), t. XI, p. 489-494.

- - 1914 - Le Mont Poupet près de Salins. Ibidem, (4), t. XIV, p. 407-410.

BOURQUIN J., FAURE P., THEOBALD N. - 1961 - Le Lias supérieur à Abbans-dessus. Observations sur la structure géologique de la région. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 15.

BOYER G. - 1877 - Le Mont Poupet, étude orographique avec carte géologique et diagrammes. Ann. Club. Alp. Fr. IV, p. 400-416.

- - 1887 - Remarques sur l'orographie des Monts Jura Mém. Soc. Emmul. Doubs, 6e série, t. II, p. 257-327.

BULLE J., ROLLET M. - 1960 - Remarques sur la Combe séquanienne dans la région de Besançon. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 13.

CAIRE A. - 1951 a - Etude géologique de la région salinoise (Jura) Thèse Doctorat d'Université, Besançon, 15 mars 1951 (inédit).

" - 1951 b - Les rapports entre Oxfordien, Argovien et Glypticien dans le Jura salinois. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 55, p. 156.

" - 1951 c - Région d'Ivrey, structure de la région salinoise. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. I, p.785-791.

" - 1952 - Position stratigraphique de Hildoceras bifrons dans le Jura salinois et lédonien. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 54, p. 43-48.

" - 1953 a - Remarques sur les accidents tectoniques majeurs de la région salinoise (Jura). Ibidem, n° 57. p. 111-123.

" - 1953 b - Note bibliographique complémentaire sur le charriage de la zone du Vignoble et ses relations avec les chevauchements de la région salinoise. Ibidem, n° 57, p. 123-128.

" - 1954 a - Relations entre le second cycle d'érosion et les dislocations tangentielles dans le Jura salinois. Ibidem, n° 58, p. 13.

" - 1954 b - Comparaison entre les faisceaux salinois et bisontin. Ibidem, n° 58, p. 169-173.

" - 1955 a - Le synclinal de Côte Chaude - Fort St André. (faisceau salinois, Jura). Ibidem, n° 59, p. 12.

" - 1955 b - Sur l'évolution de la partie méridionale du compartiment de Quingey (Jura). Ibidem, n° 59, p. 25-33.

" - 1955 c - Surfaces d'érosion et versants calcaires du Jura central. IBidem, n° 59, p. 35-55.

" - 1955 d - La micropincée de la Pissouze (Jura). C.R. som. Soc. Géol. Fr., p. 295-298.

" - 1956 - A propos des surfaces d'érosion antérieure et postérieure au chevauchement du Vignoble jurassien. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 60, p. 10.

" - 1957 a - Evolution morphologique du Jura (période antépontienne). Ibidem, n° 61, p. 10-11.

" - 1957 b - Le soulèvement du Mont Poupet. Ibidem, n° 61, p. 15.

" - 1957 c - La mise en place du réseau hydrographique dans la région de Salins-les-Bains (Jura). C.R. Som. Soc. Géol. Fr., n° 16, p. 386, séance du 16.12.57.

CAIRE A. - 1958 a - Evolution morphotectonique du Jura externe dans la demi-fenêtre d'Aiglepierre. Bull. Soc. Géol. France, 6e série, t. VIII, p. 761-770.

- - 1958 b - Remarques sur les dislocations du Mont Poupet et du faisceau salinois (feuille Salins-les-Bains au 1/50.000e). Bull. Serv. Carte Géol. Fr. n° 257, t. LVI, p. 99-106.

- - 1959 a - Indépendance tectonique entre le Lias et le Jurassique moyen du faisceau salinois (Jura). C.R. Sé. Ac. Sc., t. 249, p. 2348-2350, séance du 30 novembre 1959.

- - 1959 b - Disharmonies et décollements dans le Jurassique du faisceau salinois (Jura). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. I, n° 8, p. 817-826.

- - 1959 c - Remarques sur la tectonique de couverture et les grands accidents transversaux du Jura occidental. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 62, fasc. 1, p. 19-22.

- - 1960 a - Structure de la région de Nans-sous-Ste-Anne (Jura). Bull. Serv. Carte Géol. Fr. C.R. Collab., n° 261, t. LVII, p. 55-65.

- - 1960-1963 - Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. Livre à la mémoire de P. Fallot, t. II, p. 105-158 (Mém. hors série en vente à la Soc. Géol. Fr., 28, rue Serpente, Paris, 6e).

- - 1961 - Tectonique et dépôts récents dans la région des Arsures (Jura). C.R. Som. Sé. Soc. Géol. Fr. n° 9, p. 255, séance du 20 novembre.

CAROZZI A. - 1955 - Dasycladacées du Jurassique supérieur du Bassin de Genève. EX. Ecl. Géol. Helv. vol. 48, n° 1.

CAUTRU J.P. - 1963 - Contribution à l'étude géologique du faisceau bisontin et de ses abords sur la feuille de Vercel. Thèse de 3e cycle, Besançon, 85 pages.

CELET P. - 1955 - Partie méridionale du faisceau de Quingey. Région de La Chapelle - By - Ivrey. (feuille de Quingey au 1/50.000e). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 53, n° 246, fasc. A, p. 77-85.

CHABOT G. - 1927 - Les plateaux du Jura central. Thèse publiée Fac. Lettres, Univ. Strasbourg, fasc. 41.

CHAUVE P. - 1959 - Bibliographie géologique du Jura français. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, fasc.9, 16 p.

CHOFFAT P. - 1878 - Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional. Mém. Soc. Emmul. Doubs, 5e série, III, p.89-219.

CHOLLEY A. - 1948 - Questions de morphologie jurassienne. Bull. Ass. Géogr. Fr., n° 121, p. 70-73.

DEPRAT J. - 1900 - Le Massif de la Serre et son rôle tectonique. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. XXVIII, p.861-872.

DREYFUSS M. - 1933 - Les schistes bitumineux du Toarcien de Franche-Comté. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n°43.

- - 1937 - Marnes et marno-calcaires de l'Oolithe franc-comtoise. Ibidem, n° 48, p. 51-82.

- - 1949 a - Surfaces d'aplanissement et déformations aux environs de Mamirolle (Doubs). C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 236-237.

- - 1949 b - Quelques observations géologiques et morphologiques aux environs de Mamirolle. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 53, p. 25-31.

- - 1950 - Remarques sur l'Argovien du Jura. IBidem, n° 54, p. 33-42.

- - 1951 - Remarques sur l'évolution du faisceau bisontin. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. I, p. 777-778.

- - 1954 - Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. Mém. Soc. Géol. Fr., t. 33, n° 69.

- - 1958 - Observations géologiques sur le plateau d'Ornans et dans la région au Sud de Vanclans (feuille d'Ornans au 1/50.000e). Bull. Serv. carte. Géol. France, t. 56, n° 257, p. 91-98.

- - 1959-1960 - Etudes géologiques dans la région de Hautepierre. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 62, fasc. 2, p. 33-34.

- - 1960 a - Présence d'un minerai de fer d'âge Argovien à Goux-sous-Landet près de Quingey (Doubs) Ibidem, n° 62, fasc. 4.

- - 1960 b - Caractères généraux et histoire géologique du Jura. Bull. de l'Union des Naturalistes de l'Enseignement Public, n° 2.

DREYFUSS M., GLANGEAUD L. - 1950 - La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. Ann. Sc. Univ. Besançon, 1re série, géologie, t. V, fasc. 2, p. 1-16.

DREYFUSS M., THEOBALD N., THIEBAUT J. - 1962 - Vue d'ensemble sur le Jura Franc-comtois et la retombée méridionale des Vosges. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 16.

DUPLAIX S. et GUILLAUME S. - 1962 - Etude stratigraphique et minéralogique des formations tertiaires du Jura. Rev. Géo. Physi. Géol. Dynami. (2), vol. V, fasc. 1, p. 37-54.

FOURNIER E. - 1898 - Etudes sur la tectonique de la Chaine du Jura. Feuille des Jeunes Naturalistes, t.XXVIII, n° 335, p. 197-199, n° 336, p. 213-218.

- - 1900 - Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue dans leurs rapports avec la structure géologique. Ann. de Géographie, IX, p. 219-228.

- - 1901 - Etude sur la tectonique du Jura franc-comtois. Bull. Soc. Géol. Fr. (4), t.I,P.97-112.

- - 1904 - Nouvelles études sur la tectonique du Jura franc-comtois. Ibidem (4), t.IV,p.497-512.

- - 1906 - Les grands charriages horizontaux et le rôle de l'hypothèse en tectonique. Feuille des Jeunes Naturalistes, IXe série, n° 426.

- - 1919 - Gouffres, grottes, cours d'eau souterrains résurgences, exurgences et sources du département du Doubs. 303 pages, Imp. Jacques et Demontrond, Besançon.

- - 1920 - Analyse de deux notes de M.Piroutet, l'une sur le Callovien, l'autre sur le Tertiaire des environs de Salins. Revue de Géologie et des Sciences connexes, n° 6, juin 1920, p.244.

- - 1922 - Sur la nature et la structure du substratum de la chaine du Jura. C.R. Ac. Sc. t. 175, p. 492-494.

- - 1923 - Grottes et rivières souterraines, 195 p. La Solidarité. Imp. coopérative ouvrière, Bes.,

- - 1926 - Les eaux souterraines, sources, résurgences. Exurgences et nappes aquifères. 217 p. Imp. de l'Est, Besançon.

FOURNIER E. - 1928 - Phénomènes d'érosion et de corrosion spéciaux aux terrains calcaires.
- Applications scientifiques et pratiques de la spéléologie et de l'hydrologie souterraine. 350 pages, Imp. de l'Est, Besançon.

FOURNIER E., PIROUTET M. - 1922 - Carte géologique de la France au 1/80.000e. Feuille de Besançon, 2e édition.

FRIEDEL E. - 1944 - Sur quelques sondages profonds du Jura et de la Bresse. C.R. Som. S.G.F., p. 123-125.

FUSE J. - 1960 - Etude paléontologique et stratigraphique du Lias dans la région de Salins-les-Bains (Jura). D.E.S., Besançon, inédit.

GARD J. - 1950 - Recherches géologiques sur les faisceaux externes du Jura entre Salins, Arbois et Poligny (Jura). Thèse Univ. Besançon (inédit).

GIRARDOT A. - 1896 - Le système oolithique. 414 pages. Librairie des Sciences naturelles (comptoir géologique) 53, rue Monsieur le Prince, Paris.

- - 1922 - Géologie stratigraphique de la Franche-Comté septentrionale. 240 pages, Librairie centrale Marion Frères et Soeurs, 64, grande Rue, Bes.

GIRARDOT L.A. - 1890 a - Coupes des étages inférieurs du système jurassique dans les environs de Lons-le-Saunier. Declume, 1890-96 et Mem. Soc. Emmul. Jura, Lons-Le-Saunier.

- - 1890 b - Note sur l'étude des mouvements lents du sol dans le Jura. Mém. Soc. Emmul. Jura, 3e série, t. I, 1890, p. 385-403.

- - 1902 - Plis couchés probables au bord occidental du Jura lédonien. Mém. Soc. Emmul. Jura, 7e série, t. II, p. 389-390.

GLANGEAUD L. - 1943 - Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure externe du Jura. C.R. Ac. Sc., t. 216, p. 671-674.

- - 1944 a - Les glissements postectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales. Ibidem, t. 218, p. 466-468.

GLANGEAUD L. - 1944 b - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe (pincées, faille-pli, et gouttières). Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 51, p. 17-33.

- - 1944 c - Notes sur le Lusitanien franco-suisse. Ibidem, n° 51, p. 39-57.

- - 1946 - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Ibidem, n° 52, p. 5-15.

- - 1947 - Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. Bull. Soc. Géol. Belg., t. 73, p. 57-94.

- - 1949 a - Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. C.R. Ac. Sc., t. 229, p. 720-722.

- - 1949 b - Les caractères structuraux du Jura. Bull. Soc. Géol. Fr., (5), t. XIX, p. 669-688.

- - 1953 - Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. Ibidem (6), t. III, p. 697-702.

GLANGEAUD L. et BONTE A. - 1944 - Le diapir d'Aiglepierre, ventre d'interférence des plis bisontins et salinois. C.R. Ac. Sc., t. 219, p. 213.

GLANGEAUD L. et MATHIEU G. - 1944 - Un accident morphotectonique de la chaine du Jura, la gouttière de Salins-les-Arsures. C.R. Ac. Sc., t. 218, p. 417.

GLANGEAUD L. et MATTAUER M. - 1955 - A propos des chevauchements du faisceau bisontin. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 59, p. 83-85.

GLANGEAUD L. et SCHNEEGANS D. - 1947 - Les caractères généraux du style jurassien (et des types comtois et haut-jurassien). Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 73, p. 131-146.

GOGUEL J. - 1951 - Sondages et structure de la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. I, p. 806-808.

- - 1952 - Traité de tectonique. Ed. Masson et Cie. Paris.

GRANDJACQUET J.C. - 1959 - Données nouvelles sur le faisceau salinois à l'Ouest de Mouthier (Doubs). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. I, n° 8, p. 827-832.

GUILLAUME A. - 1959 - Sur le niveau supérieur à Exogyra virgula dans la région de Champagnole - Morez (Jura). C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 7e série, t. I, p.87-88.

GUILLAUME S., GUILLAUME A. et MATTAUER M. - 1959 - Observations sur le Jurassique supérieur de la feuille au 1/50.000e de Champagnole (Jura). Etude détaillée du Kimméridgien - Portlandien. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., C.R. des Collab. pour la campagne 1959.

HENRY J. - 1875 - L'infralias dans la Franche-Comté. Mém. Soc. Emmul. Doubs, 4e série, t. X, p. 285-476, 1875.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1962 - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Mém. du B.R.G.M., n° 16.

LEFAVRAIS A., LIENHARDT G., MONOMAKHOFF C. et RICOUR J. - 1957 - Données nouvelles sur le chevauchement de la bordure du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t.VII, p. 1157-1166.

LIOUVILLE M. - 1956 - Etude de la région Marnoz - Aiglepierre. D.E.S. Besançon, inédit.

LUGEON M. - 1941 - Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Lab. Géol. Lausanne, n° 73.

MACHURON A. - 1961 - Etude géologique de la région comprise entre Mouchard, Port-Lesney, Rennes-sur-Loue, Marnoz et Les Arsures. D.E.S. Besançon, inédit.

MARCOU J. - 1846 a - Recherches géologiques sur le Jura salinois Bull. Soc. Géol. fr., (2), t. III, p. 1-151.

- - 1846 b - Notice sur la formation keupérienne dans le Jura salinois. Imp. G. Mareschal, Salins.

- - 1871 - Stries glaciaires près de Salins. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), t. XXVIII, p. 59.

MARGERIE E. (de) - 1922 - Le Jura. 1re partie. Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse. Mém. Serv. carte Géol. France.

- - 1936 - Le Jura. 2e partie. Commentaire de la carte structurale du Jura. Description tectonique du Jura français. Mém. Serv. Carte géol. France.

MARTIN J. - 1960 - Le poudingue de Trois Chatels et de Montfaucon. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 62, fasc. 4, p. 87-92.

MATTAUER M. - 1955 a - Quelques précisions sur l'évolution morphotectonique du faisceau bisontin. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 3, p. 31-35

- - 1955 b - Découverte du Purbeckien aux environs de Besançon et réflexions sur l'âge du Poudingue de Montfaucon. Ibidem, p. 37-39.

- - 1958 - Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p.47-48.

MATTAUER M. et ROLLET M. - 1959 - Remarques sur un banc bréchique à cailloux noirs dans le Kimméridgien du Jura central. C.R. Som. Soc. Géol. France, fasc.1,p.21

MICHEL P., APPERT G., LAVIGNE J., LEFAVRAIS A., BONTE A., LIENHARDT G. et RICOUR J. - 1953 - Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. III, p. 593-611.

MUSSILLON C. - 1962 - Etude géologique de la région de Syam (Jura). 111 pages, thèse de 3e cycle, Besançon.

OGERIEN(F.)- 1867 - Histoire naturelle du Jura et des départements voisins. Masson et fils, Paris.

PIDANCET J. - 1848 - Note sur quelques uns des phénomènes que présentent les failles du Jura. Mém. Soc. Emmul. Doubs, vol. 3, t. II, p. 1-24.

PIROUTET M. - 1900 - Note préliminaire sur quelques lambeaux de dépôts glaciaires et d'alluvions anciennes aux environs de Salins. Feuille des Jeunes Naturalistes, 1900.

- - 1903 - Sur un niveau fossilifère nouveau du Keuper franc-comtois. Gauthier-Villars, Paris.

- - 1918 a - Sur le Callovien des environs de Salins (Jura). Bull. Soc. Géol. Fr., 4e série, t.XVIII p. 257-261.

- - 1918 b - Sur l'existence de dépôts du Tertiaire moyen dans les environs de Salins (Jura) et sur la tectonique de cette région. Ibidem, p.248-256.

PIROUTET M. - 1919 - Sur la succesdion des horizons d'ammonites du Toarcien et de l'Aalénien des environs immédiats de Salins (Jura). Ibidem, t. XIX, p.15-22.

- - 1920 - Observations géologiques dans la région de Salins. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIV, p. 33-46.

- - 1920-1924 - Révision des feuilles de Lons-le-Saunier et de Besançon. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXVIII, n° 155, p. 67-71.

- - 1935 - L'âge du soulèvement du Jura occidental. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 92.

PROTCHE G. - 1962 - Etude géologique de la région de l'Hopital-du-Gros-Bois - St-Juan (Doubs). 114 pages, thèse de 3e cycle, Besançon.

RESAL H. - 1864 - Statistique géologique et minéralogique des départements du Doubs et du Jura. Dodivers et Cie Besançon.

ROLLET A. - 1961 - Faune des "marnes de Champforgeron" de Besançon, études particulières des Térébratules biplissées. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 13, p. 177-188.

ROLLET A. et M. - 1960 - Observations sur un nouvel affleurement de "marnes de Champforgeron" à Besançon. Ibidem, p. 15-16.

ROLLIER L. - 1903 - Le plissement de la chaine du Jura. ANN. Géo. XII. p. 403-410.

- - 1909 - Sur les failles des environs de Salins. Mém. Soc. Emmul. Jura, 8e série, t.III, p. 200-203.

SIRI J.B. - 1964 - Etude géologique de la région de Quingey (Doubs). 131 pages, thèse de 3e cycle, Besançon.

THEOBALD N. - 1957 a - Variations de faciès du Bathonien du Jura franc-comtois entre Belfort et Besançon. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 61, p. 15-26.

- - 1957 b - Nouveaux documents paléontologiques du Bajocien du Jura franc-comtois. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 16, p. 380.

THEOBALD N., BOURQUIN J. - 1957 - Récentes découvertes d'Ammonites dans le Bajocien du Jura franc-comtois. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, n° 61, p. 27-57.

THEOBALD N., FUSE J. et MERCIER G. - 1960 - Contribution à la stratigraphie du Lias dans le Jura franc-comtois. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc.12.

VINCIENNE H. - 1932 - Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura. Rôle tectonique et morphologique C.R. Ac. Sc., t. 194, p. 2149-2151.

" - 1944 - Sur la structure de la partie Ouest du Jura méridional. Ibidem, t. 219, p. 421-423.

INDEX DES LIEUX CITES

----oOo-----

	x	y
Aiglepierre	865,0	222,9
Arelle	868,5	223,2
Arsures (Les)	862,9	222,2
Au Troubleau	870,0	232,4
Bartherans	872,9	233,0
Bernardes (Les)	870,9	233,2
Bois Chaguelle	873,0	238,5
Bois de Bourouse	870,4	238,1
Bois de Bovier	871,8	228,9
Bois de Buhin	871,4	236,9
Bois de Chaudreux	872,6	225,8
Bois de Crête	872,1	230,0
Bois de la Chau	871,5	231,9
Bois de la Côte d'Affois	872,4	236,0
Bois de la Cote de Méhaut	867,6	225,5
Bois de Lahier	871,2	233,9
Bois de la Verpillère	872,5	235,3
Bois de Méhaut	868,5	227,0
Bois de Riante	871,0	226,1
Bois de Roset	872,6	231,1
Bois de Séry	872,0	223,7
Bois de Sous-Pierre	868,8	228,2
Bois des Amboussaux	873,4	224,2
Bois des Fassures	872,0	231,0
Bois des Rappes	870,8	228,1
Bois des Routes	870,4	239,3
Bois du Fay	871,6	233,5
Bois du Goulet	869,8	230,8
Bois du Landet	872,0	237,5
Bois du Lézinet	871,0	226,1
Bois du Roucheret	871,7	227,8
Bois du Tallet	869,9	231,5
Bois la Reloche	871,0	230,9
Bois le Crot	870,9	232,4
Bois le Pommier	871,8	231,6
Bois Ninchau	871,4	234,7
Bois Recorne	871,1	231,2
Bois Recoup	871,9	234,3
Boisset	871,3	218,4
Brères	867,7	234,8
By	870,0	229,8
Cascade de la Pissouze	867,2	224,0
Cessey	871,4	240,4
Chamot (En)	867,6	224,2
Champ de la Mare	872,5	232,1
Champ des Souliers	871,1	223,9
Champ Maréchal	873,	232,8
Champs Pommeray	868,5	230,7
Champs des Essarts	870,4	230,7
Chausselles (Les)	872,9	231,9
Chay	867,8	232,2
Chenèvre	867,3	226,5
Chouzelot	869,8	240,3
Combe d'Aval	870,4	226,8
Combe de Barrure	872,6	234,4
Combe des Femmes	871,0	230,1
Combelle (Ferme)	869,3	226,4
Corne de St Thiébaud	869,1	225,0
Côte Chaude (La)	867,4	221,8
Côte de Cras (la)	868,4	225,7
Côte de Méhaut	868,7	226,3
Croix du Mont Poupet	869,9	224,4
Croix Merin	868,5	224,4
Echenayes (les)	872,8	240,0
Faubourg St Pierre	869,1	222,7
Ferme des Routes	870,7	239,5
Fontaine des Oiseaux	870,1	223,7
Fort St André	868,8	221,8

	x	y
Gouailles	871,6	221,6
Goux-sous-Landet	873,1	237,5
Grand Champier	870,5	229,4
Grand Contour(le)	870,1	223,7
Grande Vigne	870,3	227,7
Grange Beaujard	871,2	232,5
Grange de Battant	873	239,6
Grange de Chenèvre	867,7	226n7
Grange de l'Hopital	871,5	224,4
Grange de Vaivre	866,5	228,6
Grange Salgret	868,3	221,9
Grange Feuillet (les)	867,6	223,2
Gros-Buis (les)	867,9	225,3
Ivrey	870,5	227,3
La Chapelle-sur-Furieuse	867,7	228,0
Lavans-Quingey	868,7	238,2
Malpas	869,5	238,6
Marnoz	866,0	222,6
Mont Begon	865,4	221,5
Mont de Simpn	868,5	222,8
Montfort	870,7	234,8
Naples (les)	869,5	223,3
Onay	867,3	225,7
Pagnoz	864,9	224,7
Paroy	869,3	233,2
Pâture des Tappes	868,2	224,2
Pâture Moulerand	869,0	224,4
Pelouse (la)	868,2	221,2
Pessans	869,2	236,1
Picotte (la)	871,7	239,9
Pointvillers	870,7	235,4
Poirier-au-Loup	868,6	224,7
Pont (le)	871,7	224,5
Pont des Vallières (le)	870,6	223,5
Prétin	866,6	221,1
Quingey	869,1	239,7
Raie des Pendants	869,5	227,5
Rennes-sur-Loue	867,4	229,6
Riantes (les)	869,6	223,7
Rochers du Bonhomme et de la Bonne Femme	869,6	224,8
Ronchaux	870,5	234,2
Roussets (les)	869,8	223,4
Saint-Benoit	866,7	226,0
Saint Michel le Bas	866,6	222,7
Saint Michel le Haut	866,6	222,5
Saint Renobert	869,7	239,0
Saint Thiébaud	868,4	225,1
Saizenay	872,3	224,2
Salins-les-Bains	869,5	221,5
Scierie-Tournerie de La Chapelle	867,4	227,7
Signal du Mont Poupet	870,1	225,3
Trois Fontaines(les)	870,4	231,2
Tout Vent (Ferme)	870,5	223,2
Vignottes (les)	869,6	237,7

TABLE DES PLANCHES

-----oOo-----

Pl. I - Plan de situation

Pl. II - Variations de faciès et d'épaisseur de la série du Callovien au Séquanien

Pl.III - Profil schématique des ensembles lithologiques du Lias et du Trias

Pl. IV à VI - Carte géologique au 1/25.000e

Pl. VII - Coupes géologiques au 1/12.500 du Faisceau salinois

Pl. VIII à X - Coupes géologiques au 1/12.500 du Faisceau de Quingey

Pl. XI - Schéma structural de la partie Nord du Faisceau de Quingey

Pl. XII - de la partie Sud du compartiment chevauché du Faisceau de Quingey

Pl. XIII - de la région chevauchante de Salins à Ivrey

Pl. XIV et XV - Esquisse morphologique

Un dossier déposé au Laboratoire de Géologie, de l'Institut des Sciences Naturelles de Besançon, où il peut être consulté, comprend en outre :

- un profil stratigraphique au 1/250
  . de la série du Jurassique moyen
  . de la série du Séquanien supérieur à l'Hauterivien
- une carte géologique au 1/25.000e (original et tirages)
- une carte tectonique au 1/25.000e

TABLE DES MATIERES

-----oOo-----

Pages

INTRODUCTION..... 1

Première Partie - STRATIGRAPHIE..... 3

I - Dépôts secondaires : TRIAS, JURASSIQUE et CRETACE 4

A - Le Trias supérieur ou Keuper..... 4

B - Le Jurassique inférieur ou Lias..... 6
1°) Le Rhétien..... 6
2°) Ensemble calcaire Hettangien - Sinémurien s.str. 7
3°) Ensemble marneux formé par les étages Lotharingien, Charmouthien, Toarcien et Aalénien inf. 8
4°) Aalénien supérieur calcaire..... 9
Remarques générales relatives à l'étude du Trias et du Lias..... 12

C - Le Jurassique moyen..... 13
1°) Le Bajocien..... 13
2°) Le Bathonien..... 19
Conclusions générales à l'étude du Jurassique moyen 24

D - Le Jurassique supérieur..... 26
1°) Le Callovien..... 26
2°) L'Oxfordien..... 27
3°) Ensemble Argovien - Rauracien..... 28
4°) Le Séquanien..... 30
5°) Le Kimméridgien et le Portlandien..... 33
a) description des coupes..... 33
b) limites cartographiques..... 43
c) conslusions..... 44

E - Le Purbeckien et le Crétacé inférieur..... 45

II - Etude des formations tertiaires de la région salinoise 50

A - Généralités..... 50

B - Situation géographique et géologique des différents affleurements..... 51

C - Etude des conglomérats sur le terrain..... 53

D - Etude des échantillons..... 56

E - Conclusions..... 58
1°) Les poudingues..... 58
2°) Les brèches..... 59

Pages

III - Formations superficielles..... 60

Deuxième partie - TECTONIQUE..... 64

Chapitre I - Description structurale..... 65

I - Le Faisceau de Quingey et la bordure Ouest du plateau d'Ornans..... 65

A - Le compartiment Ouest du Faisceau de Quingey 65
a) Le synclinal de Pessans - La Chapelle..... 65
1°) Vue d'ensemble..... 65
2°) Les accidents qui affectent le synclinal 66
b) L'anticlinal du Bois de Sous-Pierre..... 71
1°) Vue d'ensemble..... 71
2°) Les accidents qui affectent cette région 73
c) La bordure Est du compartiment chevauché..... 76
1°) Le synclinal du Bois de Buhin..... 76
2°) La région subtabulaire de Montfort - Ronchaux..... 77
3°) Le monoclinal du Bois du Tallet..... 77
4°) La région située à l'Ouest d'Ivrey... 77

B - Le compartiment chevauchant du faisceau de Quingey et la bordure occidentale du plateau d'Ornans..... 78

a) Le Secteur Nord..... 79
1°) La bordure occidentale du plateau d'Ornans..... 80
2°) Le compartiment plissé, faillé et chevauchant du Faisceau de Quingey..... 81
1 - L'effondrement directionnel du Grand Champier..... 82
2 - L'anticlinal du Bois Recorne..... 83
3 - Le compartiment effondré de Grange Beaujard et de Goux-sous-Landet..... 84
4 - L'anticlinal du Landet..... 86
5 - La faille chevauchante F 20 et ses accidents satellites de Cessey à Ivrey..... 87

b) Le compartiment chevauchant dans la région d'Ivrey - St Thiebaud..... 92
1°) Le monoclinal du Mont Poupet..... 94
2°) Les écailles du Jurassique moyen en position inverse..... 95
3°) Le compartiment situé entre les écailles de Jurassique moyen et la bordure du chevauchement.... 98
4°) Conclusions..... 100

Pages

II - Le Faisceau salinois..... 101

a) Les éléments structuraux du faisceau dans la région salinoise..... 102

1°) L'anticlinal de Pretin..... 102

2°) Le synclinal de la Côte Chaude..... 103

3°) La série des lanières monoclinales comprises entre les failles F 44 et F 49 au NW de Salins. 104

b) La bordure du Chevauchement..... 106

1°) Signification des lambeaux de brèche observés en bordure du chevauchement..... 106

2°) Etude de la faille bordière du faisceau salinois..... 108

Chapitre II - Description morphologique..... 112

I - Généralités..... 112

II - Etude des surfaces d'érosion..... 113

III - Les phénomènes d'érosion postérieurs aux déformations post-pontiennes..... 116

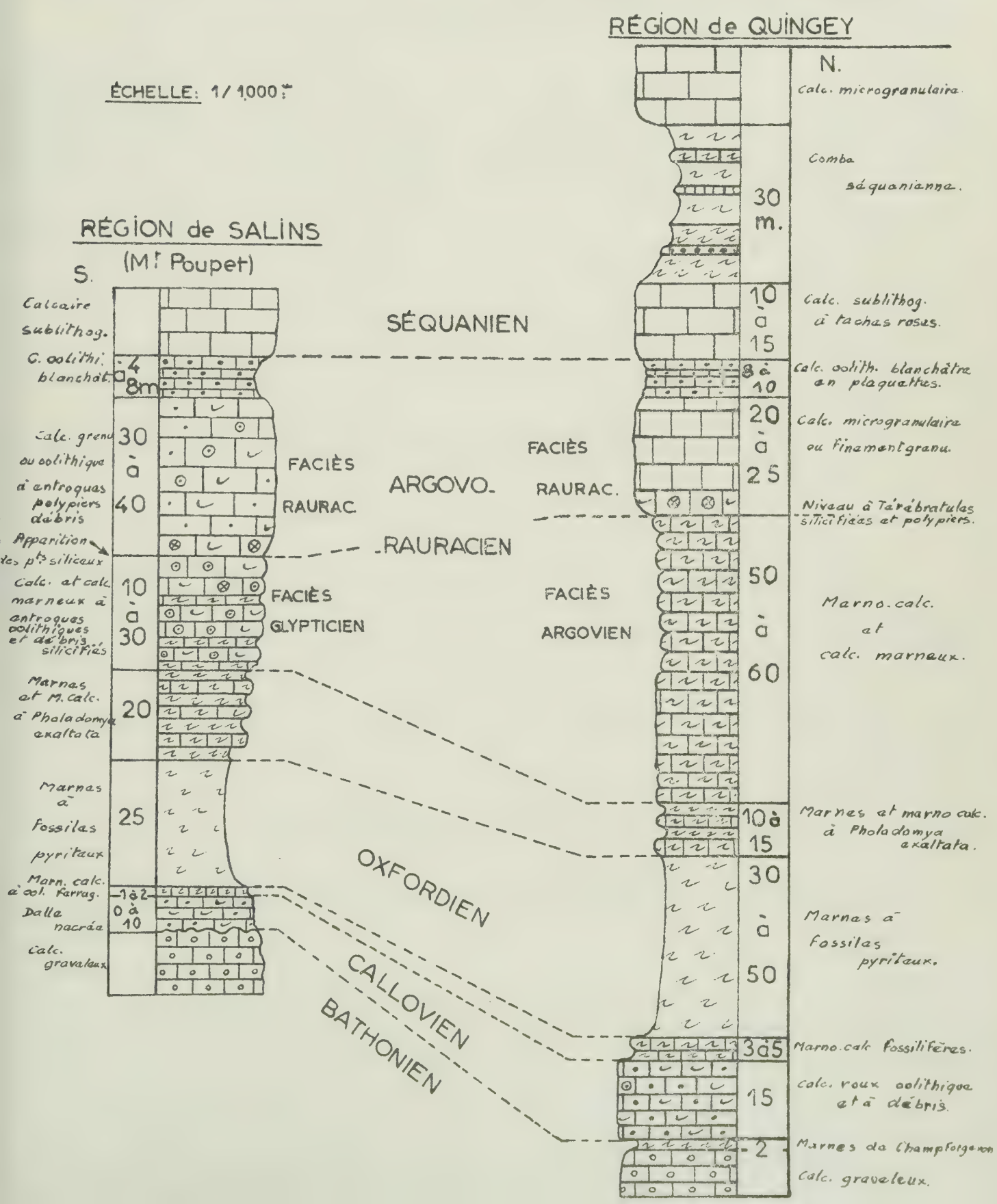
CONCLUSIONS GENERALES..... 119

LISTE DES AUTEURS CONSULTES..... 122

INDEX DES LIEUX CITES..... 134

TABLE DES PLANCHES..... 136

Variations de faciès et d'épaisseur de la série du Callovien au Séquanien.



Profil schématique des ensembles lithologiques du Lias et du Trias.

ECHELLE : 1/2000

ÉTAGES et ÉPAIS.			FIGURÉS	DESCRIPTION	OBSERVAT.
Bajocien.				Calcaire à entroques	Coupe au S.O. de Jussy.
		15 m.		Calcaire gréseux à la base à fossiles ferrugineux.	
Aalénien.	35 à 50 m.	60 à 100 m.		Marnes grèseuses avec alternances de petits bancs de calcaires gréseux.	D'après les coupes et observations de : d'Arcon. 1846 P. Jaccard. 1867 L. Girardot. 1922 et J. Rose 1951 et Eu le. 1960
Toarcien.	50 à 70 m.			Marnes bleues dures intercalations de rares calcaires	
		7 à 8 m.		Schistes à posidonomies.	
Charmouthien.	50 à 70 m.	15 m		intercalations de calc. marneux au sommet Marnes grèseuses, sableuses, grises.	
		20 m.		Marnes dures, bleues, rognons de calc. marneux	
				- Calcaire à bélemnites.	
		10 à 22		Marnes plastiques sableuses.	
Sotharingien.	8	6,50		Marnes - Calcaire sableux (1,50 m) au sommet.	
Pettangien Rhétien.	7,70			Calcaires à gryphées	
Rhétien.	22,25	4,50		- Marnes noires, feuilletées au sommet	D'après les coupes de d'Arcon (1846), Henry (1875) et J. Rose (1960) à Boissei.
		4,95		- Calcaires et calcschistes marneux.	
		9,80		Schistes et argiles schisteuses.	
		2		Grès.	
Keuper.	197 m.	20 m.		Marnes grises, vertes avec intercalations de gypse à la base, de grès au sommet.	D'après les coupes de d'Arcon (1846) Lafforet à Boissei et de J. Rose (1951) à Boissei.
		3		3e banc de dolomie	
		32 m.		Marnes grises ou rouges avec gypse en rognons ou en bancs	
		6 m.		2e banc de dolomie.	
		25 m.		Marnes vives avec gypse	
		4 m.		1er banc de dolomie.	
		100 m.		Marnes bariolées salifères et gypseuses.	D'après le sondage de Réaz 1964
		7,50 m.		Marnes salifères sicnes en sel gemme.	

Schéma structural de la partie nord du faisceau de QUINGEY.

pl. XI

Échelle: 1/25.000

—150— : Courbes de niveau maitresses
--125-- : et intermédiaires

F10 : Failles et n°

: Plan de faille incliné.

: Faille inclinée à rejet horizontal.

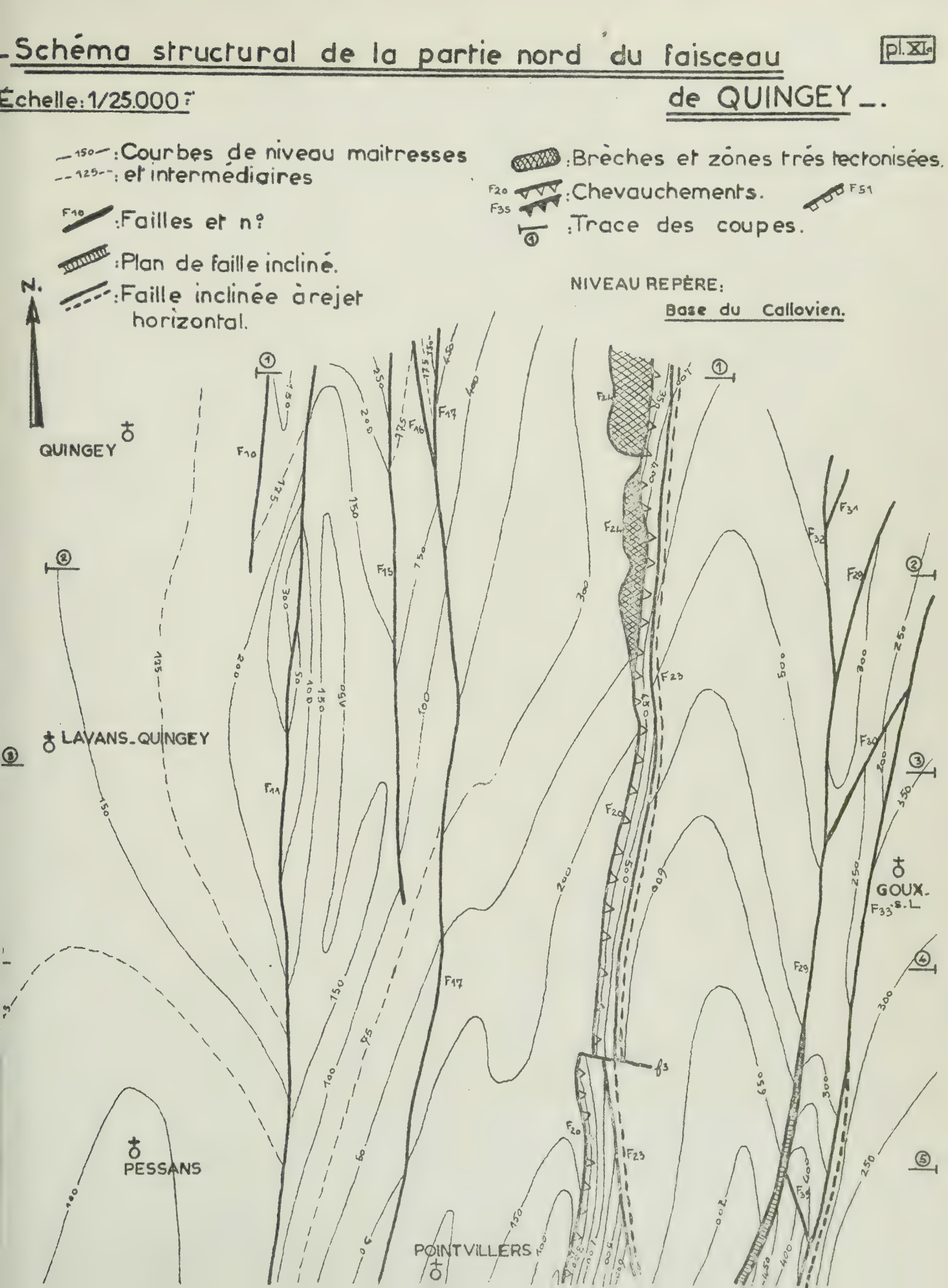
: Brèches et zones très tectonisées.

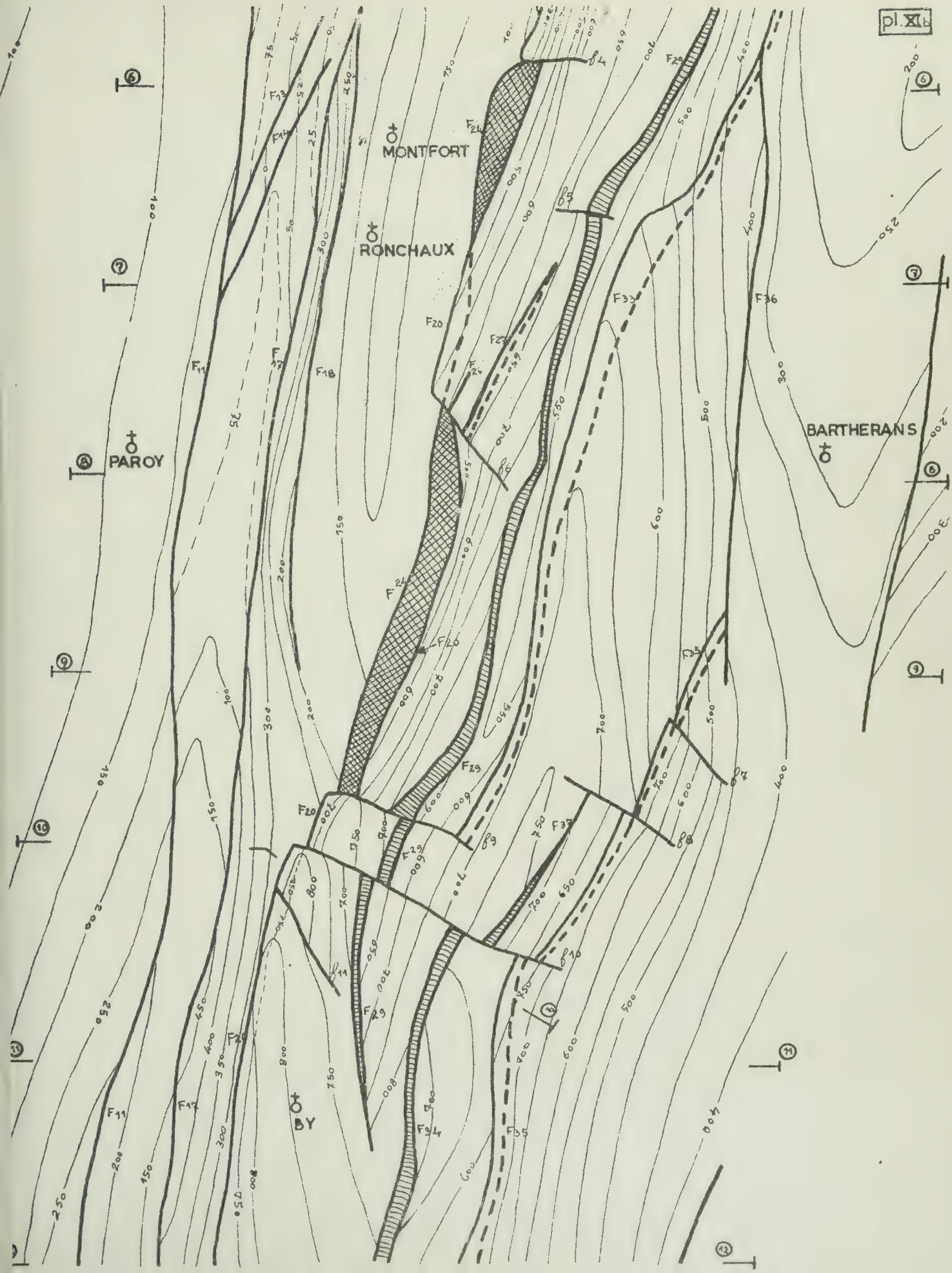
F20 / F35 : Chevauchements.

F51

① : Trace des coupes.

NIVEAU REPÈRE:
Base du Callovien.




pl. XL
MONTFORT
RONCHAUX
PAROY
BARTHERANS
BY
F11
F14
F17
F18
F20
F21
F22
F23
F24
F25
F26
F27
F29
F33
F36
F37
b3
b4
b5
b6
b7
b8
b9
b10
b11

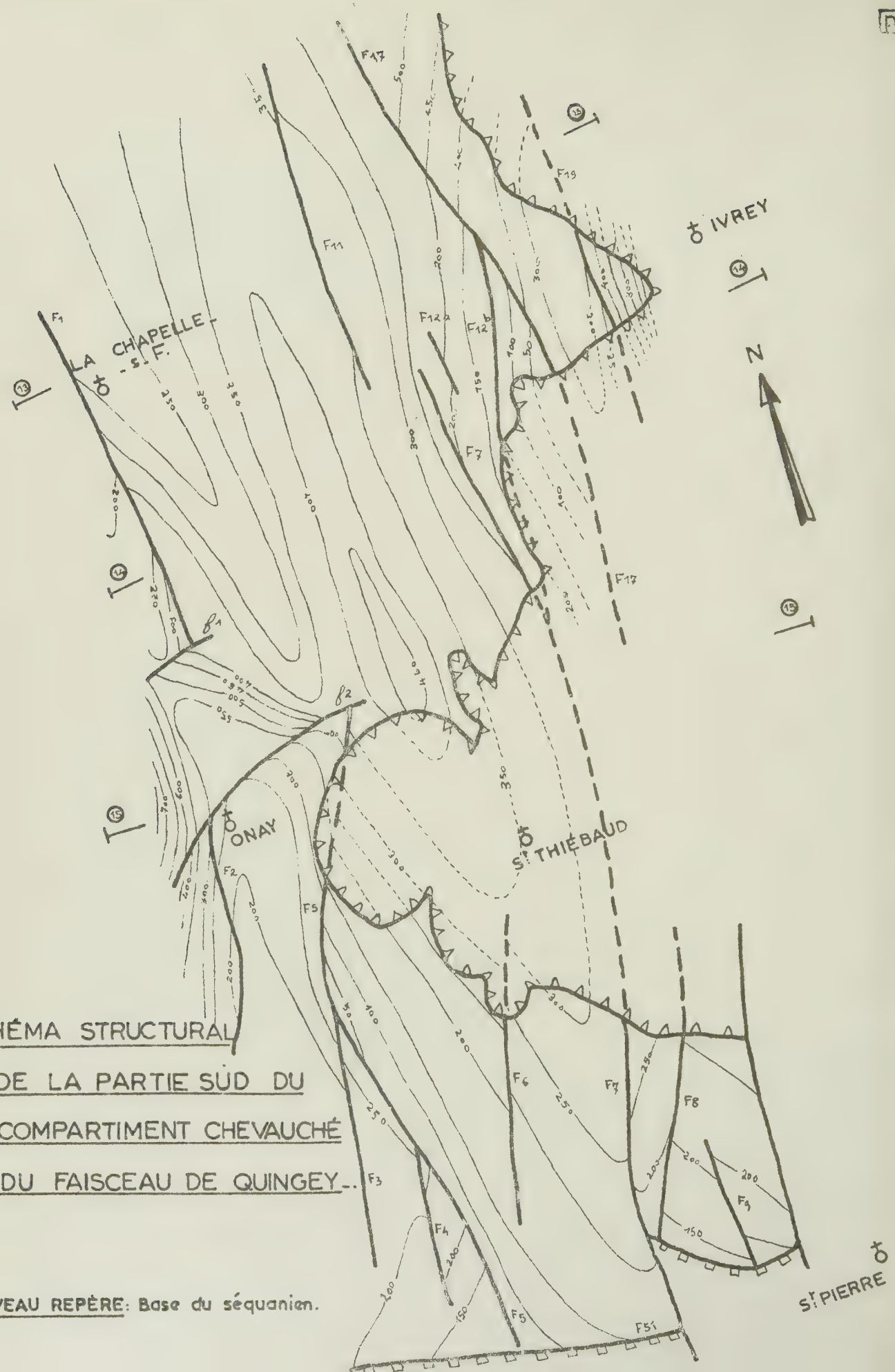


SCHÉMA STRUCTURAL DE LA PARTIE SUD DU COMPARTIMENT CHEVAUCHÉ DU FAISCEAU DE QUINGEY.

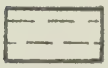
NIVEAU REPÈRE: Base du séquanien.

ESQUISSE MORPHOLOGIQUE :

— Légende —.

: Surface d'Ornans.

: Surface de Montrond.


: Surface d'Ornans déformée.

: Surface de Montrond déformée.

: Buttes déformées de l'anticlinal de Grange de Vaivre.

: Bombement du faisceau salinois.

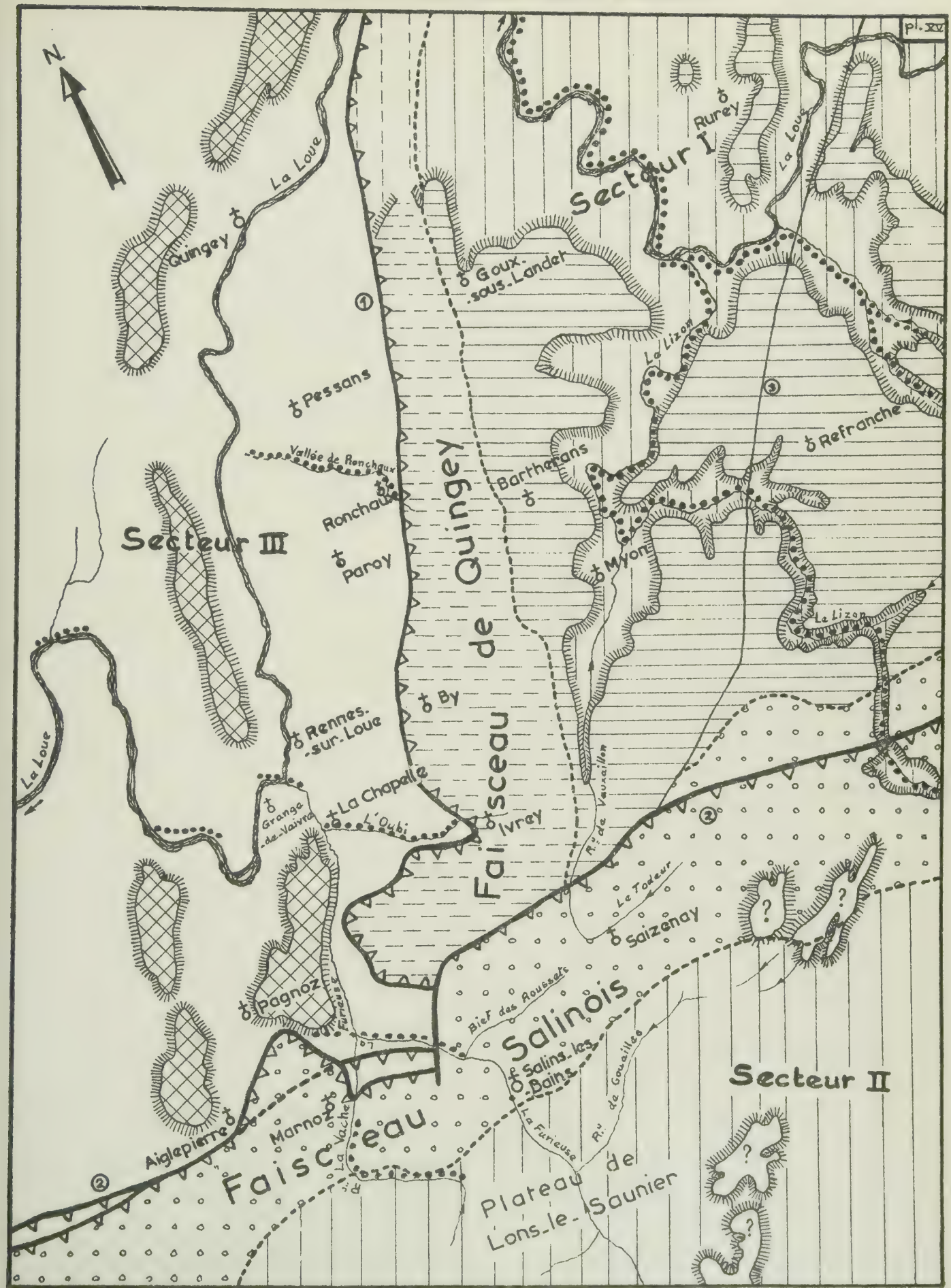
: Vallées pontiennes (surf. de Montrond).

: Vallées post-pontiennes.

: Raccord des surfaces.

: Chevauchement du faisceau de Quingey.

: Chevauchement du faisceau salinois

: Faille de Mamirolle.

ESQUISSE MORPHOLOGIQUE au 1/100000E.